

Untersuchungen zur Durchführbarkeit magnetotellurischer
Messungen in der Antarktis unter Benutzung mikroprozessor-
gesteuerter Datenerfassungssysteme

Inaugural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von
Volker Liebig
am 13.10.1986

1. Berichterstatter: Prof. Dr. Gustav Angenheister
2. Berichterstatter: Prof. Dr. Heinrich Soffel

Tag der mündlichen Prüfung: 17. Dezember 1986

In Memoriam

An dieser Stelle möchte ich drei Mitgliedern unserer Expedition gedenken, die als Besatzung des Forschungsflugzeuges "Polar 3" auf dem Heimflug aus der Antarktis über der Westsahara abgeschossen wurden:

Herbert Hampel

Richard Möbius

Josef Schmidt



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41554801_0085

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	3
2. Geographischer und geologischer Überblick über die Antarktis	6
3. Physikalische Besonderheiten magnetotellurischer Messungen in der Antarktis	14
3.1 Polarer Elektrojet	14
3.2 Elektrische Leitfähigkeit von Eis	25
4. Die Meßgeräte	29
4.1 Hand-Held-Computer und Multifunktions-Interface . . .	30
4.2 Einplatinen-Computer, ADC-Karte und Floppylaufwerk .	32
5. Die Meßkampagnen und das Datenmaterial	39
5.1 Allgemeines	39
5.2 Meßbeispiele	43
5.3 Die E-Feld Sonde	55
5.4 Auflösungsgrenze der Förstersonde	58
5.5 Von der Tageszeit abhängige Änderungen der Felder .	65
6. Magnetotellurische Auswertung der Daten	75
7. Interpretation und Modelle	93
7.1 Modelle zum Einfluß der Eisbedeckung	93
7.2 Leitfähigkeitsmodell für den oberen Priestley Gletscher	97
7.3 Vergleich mit Australien	106
8. Zusammenfassung	110

A	Anhang	113
A.1	Umrechnung geographischer Koordinaten in Dipolkoordinaten	114
A.2	Programmsystem	116
	Literaturverzeichnis	119
	Danksagung	126
	Lebenslauf	128

1. Einleitung

Seit die Bundesregierung 1978 beschloß, dem Antarktisvertrag beizutreten, ist das Interesse an der Antarktisforschung in Deutschland stark gestiegen. Bilder von Expeditionen und Prognosen über riesige Rohstoffvorräte auf dem "weißen Kontinent" gingen durch die Medien.

Obwohl sich das Wissen über Antarktika seit den heroischen Tagen von Amundsen und Scott vervielfacht hat, sind wir noch weit von dem Wissensstand entfernt, den wir über andere Kontinente besitzen.

Die Antarktis bedeckt mit 14.5 Mio. km² etwa die doppelte Fläche Australiens. Nur ca. 26000 km² davon sind eisfrei. Schon diese Zahlen lassen an den euphorischen Erwartungen der Politiker zweifeln, und, wer die klimatischen und logistischen Bedingungen in der Antarktis erlebt hat, steht einer möglichen wirtschaftlichen Rohstoff-Gewinnung in der näheren Zukunft äußerst skeptisch gegenüber. Trotzdem hat der Kontinent große Bedeutung für die Menschheit - nicht zuletzt als wichtiges Element des Ökosystems unserer Erde. Ein Faktum sei herausgegriffen: 90% des Eises unseres Planeten lagern im Gebiet südlich des 60. Breitengrades. Das entspricht 70% der gesamten Süßwasserreserven der Welt.

Die Geowissenschaften bemühen sich derzeit besonders um die erdgeschichtliche Entwicklung der Antarktis. So sind bisher nur grobe Erkenntnisse über den Aufbau von Kruste und Mantel unter der südpolaren Eiskalotte gewonnen worden. Auch die Klärung paläogeographischer und geodynamischer Fragen im Zusammenhang mit dem großen, seit Alfred Wegener diskutierten Südkontinent Gondwana liegt im Brennpunkt des geowissenschaftlichen Interesses.

Die Klärung solch großer Zusammenhänge fordert zunächst die Lösung vieler kleiner und kleinster Probleme. Aus der Synthese vieler "Mosaiksteinchen" ergibt sich schließlich ein erkennbares Gesamtbild.

1. Einleitung

Die Geophysik hat in den letzten Jahren und Jahrzehnten schon einige dieser "Mosaiksteinchen" liefern können. So wurde die Eismächtigkeit großer Teile der Antarktis mit Radarmessungen aus der Luft und am Boden festgestellt. Teilbereiche der Antarktis wurden aeromagnetisch befliegen. An den Küsten des Südkontinents ist die Seeseismik aktiv und trägt viel zur Erforschung der Kruste bei. Nicht zuletzt ermöglichten paläomagnetische Untersuchungen die Aufstellung von Paläo-Polen und führten zu ersten Erkenntnissen über die Wanderung des südlichsten Kontinents in der Vergangenheit.

Ein wichtiger, physikalischer Parameter des Untergrundes fehlte jedoch bisher bei der Erforschung der Antarktis - die elektrische Leitfähigkeit.

Mit den in dieser Arbeit beschriebenen Messungen soll nun versucht werden, die Einsatzfähigkeit eines geophysikalischen Hilfsmittels für die Antarktisforschung zu überprüfen, das auf allen anderen Kontinenten schon wertvolle Informationen über die Verteilung der Leitfähigkeit in Kruste und Mantel geliefert hat, das aber aus den verschiedensten Gründen bisher in der Antarktis nicht eingesetzt werden konnte - die Magnetotellurik.

Diese Arbeiten wurde durch die Teilnahme an der multinationalen Ganovex IV Antarktis-Expedition (German Antarctic North Victoria Land Expedition) ermöglicht, die unter Leitung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe im Polarsommer 1984/85 stattfand.

In Kapitel 2 dieser Arbeit wird zunächst ein geographischer und geologischer Überblick über die Antarktis und das Zielgebiet der Expedition gegeben.

Kapitel 3 schildert die physikalischen Besonderheiten und Schwierigkeiten bei Messungen des Erdmagnetfeldes und des erdelektrischen Feldes in der Antarktis.

Kapitel 4 geht auf die gerätetechnische Vorbereitung der Messungen und die notwendigen Eigenentwicklungen ein.

In Kapitel 5 werden die Messungen geschildert und das

1. Einleitung

Datenmaterial wird vorgestellt. Die Rauschgrenze der Förstersonden in der Antarktis wird untersucht und es wird auf den, zu beobachtenden tagesperiodischen Verlauf der Anregungsenergie des Quellenfeldes hingewiesen.

Kapitel 6 behandelt die Auswertung der Daten nach der Methode der Magnetotellurik und den Einfluß des polaren Elektrojets auf die Ergebnisse.

Kapitel 7 dient der Vorstellung von Modellen zum Einfluß der Eisbedeckung auf die Ergebnisse der Magnetotellurik. Zudem wird eine Interpretation der Ergebnisse und eine Gegenüberstellung mit Resultaten aus Australien versucht.

2. Geologischer und geographischer Überblick über die Antarktis

Die Antarktis wird durch die tiefen Einschnitte der Weddell See und des Ross Meeres optisch zweigeteilt (s. Abb. 2.1). Noch vor wenigen Jahrzehnten spekulierten Polarforscher darüber, ob beide Meeresteile getrennt oder verbunden sind

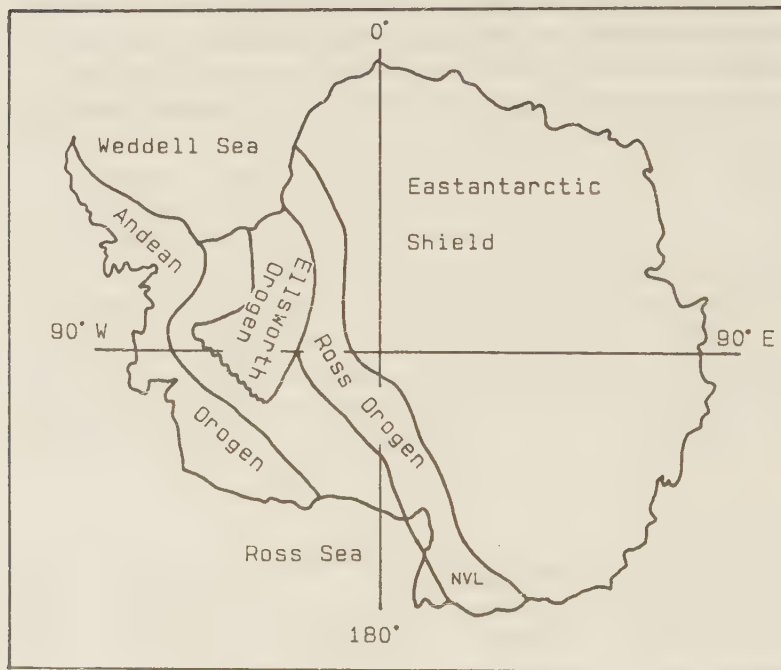


Abb. 2.1: Orogene der Antarktis (nach CRADDOCK, 1970, verändert)
NVL: Nord Victoria Land

(s. Abb. 2.2). So schrieb Wilhelm Filchner im Jahre 1910 in seinem "Plan einer deutschen antarktischen Expedition" (FILCHNER, 1910) von einem eventuell möglichen "Durchstoß durch Antarktika". Heute weiß man, daß das unter den jet-

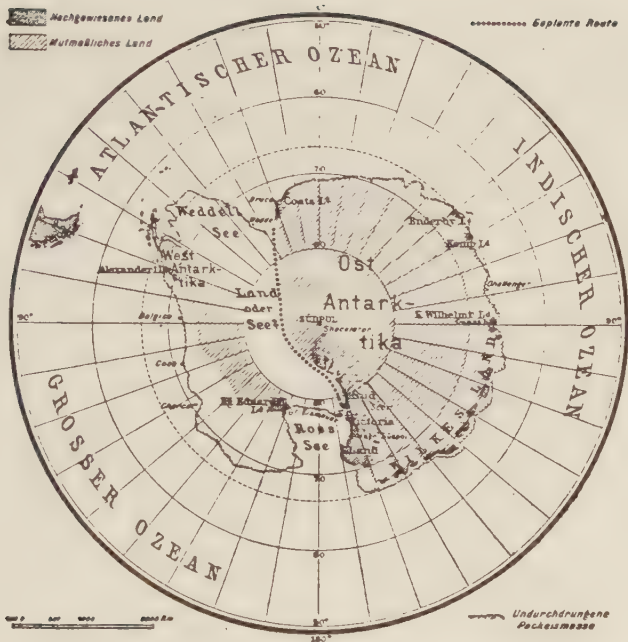


Abb. 2.2: Filchners geplante Route für die Expedition 1910
(aus FILCHNER, 1910)

	Metamor- phose	Faltung	Geosyn- klinal - Fazies	Intrusionen	Vulkanismus bas submarin andesitisch sauer alkalisch	Bezeichnung des Orogens
Te		Bruchfältig		X X X	• • •	(Andin)
Kr			Molasse		— — —	
Ju				X		(Antarctandes)
Tr	M	Wavy line			Δ Δ Δ	GONDWANIDEN
Pe					Δ Δ Δ	(Ellsworth)
Ka			Flysch		▼ ▼ ▼	(Weddell)
De	M?			X X		(Borchgrevink)
Si						
Or	M	Wavy line		X X X		ROSS
Ka			Molasse		Δ Δ Δ	
630 my		Wavy line		X X	Δ Δ ▼	(Beardmore)
			Flysch		▼ ▼ ▼	

Tab. 2.1: Orogenesen der Antarktis (aus TESSENSOHN, 1979)

2. Geologischer und geographischer Überblick



Abb. 2.3: Verteilung der Landmassen unter der Eiskalotte der Antarktis (aus RADOK, 1985)

zigen klimatischen Bedingungen nicht möglich ist. Die auffällige Zweiteilung des Südkontinents bleibt aber bestehen. Sie wird verstärkt durch die Lage des Transantarktischen Gebirges (dem Ross Orogen in Abb. 2.1 folgend), das sich fast 4000 km lang von der Nordspitze des Nord Victoria Landes bis zur Weddell See an einer gedachten Trennungslinie zwischen Ost- und Westantarktis hinzieht. Unter der, bis zu 4000 m mächtigen Eiskalotte besteht die Ostantarktis aus einer großen, schildförmigen Landmasse. Die Westantarktis wäre dagegen bei Wegnahme der Eislast eine Inselwelt. In Abb. 2.3 sieht man die Wasser- und Landverteilung unter dem Eis, ohne isostatischen Ausgleich der entfernten Massen.

2. Geologischer und geographischer Überblick

Die geographische Gliederung in Ost- und Westantarktis findet ihre Entsprechung im großräumigen geologisch-tektonischen Aufbau (TESSENSOHN, 1979). So besteht die Ostantarktis geologisch aus einem präkambrischen Schild, der aus hochmetamorphen und magmatischen Gesteinen aufgebaut ist. Bisher konnte man Gesteinsalter bis zu 3.8 Mrd. Jahren feststellen.

Die Westantarktis dagegen ist bedeutend jünger und vielfach gegliedert. Sie wurde im Laufe ihrer Geschichte von einer Vielzahl von Orogenesen betroffen. Tab. 2.1 gibt einen Überblick über die Zeiten der Gebirgsbildung in der Antarktis.

Drei große Orogengürtel kann man unterscheiden (s. Abb. 2.1): Das Ross Orogen, das zeitlich dem Ordovizium zugeordnet wird, die mesozoischen Gondwaniden (Ellsworth) und die tertiäre, andine Zone. Das von CRADDOCK 1970, auf Grund von wenigen K-Ar Datierungen postulierte Borchgrevink Orogen scheint nach neueren Untersuchungen (TESSENSOHN et al., 1981) nicht zu existieren.

Die Antarktis ist heute, bis auf ein Gebiet um die antarktische Halbinsel, vollständig von mittelozeanischen Rücken umgeben. Sie dokumentieren die Stellung der Antarktis als Zentralteil des ehemaligen Großkontinentes Gondwana, der etwa Ende der Trias begann, auseinanderzudriften (siehe Abb. 2.4).

Die Trennung von Australien und Antarktika, sowie von Neuseeland und Australien sind durch magnetische Streifenmuster der Ozeanböden gut belegt (65 Mio. a, Anomalie 26, bzw. 82 Mio. a, Anomalie 33, WEISSEL et al., 1977).

Auch für die anderen Südkontinente besitzt man geophysikalische, paläontologische und tektonische Hinweise zum Zerfall des Gondwana Kontinentes

TESSENSOHN (1979) faßt das Auseinanderdriften zu folgenden Schritten zusammen:

Trias oder Jura: Trennung von West- und Ost Gondwanaland
(Südamerika/Afrika von Antarktika/Australien)

Oberer Jura: Trennung Südamerikas von Afrika

Kreide: Driften der Komplexe und evtl. neuer Kontakt Süd-
amerikas mit Antarktika

Eozän: Trennung Australiens von Antarktika

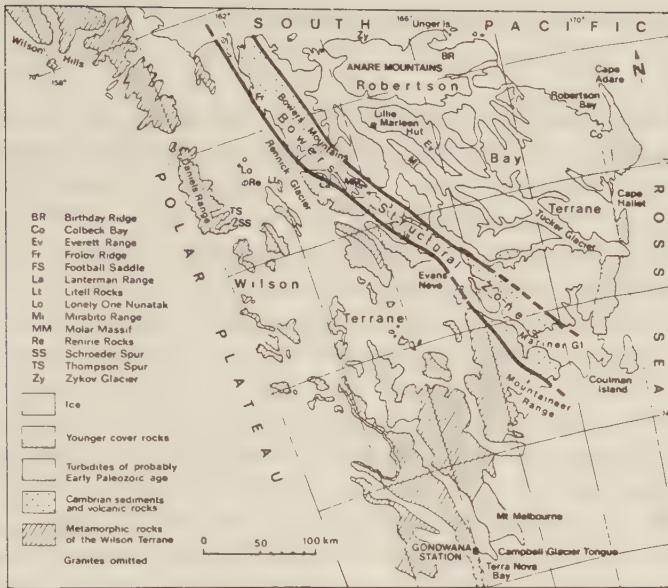
Oligozän: Trennung Südamerikas von Antarktika

In dieser Arbeit werden geophysikalische Untersuchungen
beschrieben, die im Nord Victoria Land durchgeführt wurden
- dem Teil der Antarktis, der Australien gegenüber liegt
(Abb. 2.4). Auffälligstes morphologisches Merkmal des Nord



Abb. 2.4: Gondwana-Rekonstruktion von SMITH & HALLAM (1970)

Victoria Landes ist das Transantarktische Gebirge, das das polare Plateau (das hochliegende Zentralgebiet der Antarktis) von der Ross See abgrenzt.



2. Geologischer und geographischer Überblick

Für Geowissenschaftler stellen sich zur Zeit drei große Aufgabenbereiche im Nord Victoria Land (DÜRBAUM, TESSEN-SOHN, 1986):

- Die Erforschung des mobilen Plattenrandes mit dem Transantarktischen Gebirge
- Der Zusammenhang des ehemaligen Gondwana Kontinentes
- Die Entstehung des Ross Meeres

Abb. 2.5 und 2.6 zeigen die wichtigsten geologisch-tektonischen Einheiten des Nord Victoria Landes und der angrenzenden Ross See.

Auf Abb. 2.6 ist erkennbar, daß das Ross Meer eine Struktur mit drei Tiefschollen, nämlich dem Victoria Land Basin, dem Central Basin und dem Eastern Basin ist (HINZ & BLOCK, 1983). Eingelagert findet man Teile kontinentaler Kruste. Die Tröge liegen etwa parallel zur großen Faltenzone (Abb. 2.6), die die Ross See zum Festland abgrenzt. Die Genese der Ross See ist noch weitestgehend ungeklärt. Diskutiert werden Mechanismen, wie failed rifting und noch andauerndes rifting. Für beide Annahmen gibt es aber Gegenargumente.

Zwischen dem Basement in der Ross See (-6 km, HINZ & BLOCK, 1983) und dem anstehenden Basement im Nord Victoria Land besteht eine Sprunghöhe von 8 km, die auf Bruchtektonik zurückgeführt wird, die viel jünger ist, als die Ross Orogenese (Ordovizium). An der Grenze tritt rezenter Alkali-Vulkanismus auf (Mt. Melbourne, Mt Erebus u. a.). Das nördliche Nord Victoria Land kann in drei, deutlich unterscheidbare Zonen eingeteilt werden (Abb. 2.5 und Abb. 2.6). Man spricht von drei "Terranes" - einem kristallin-metamorphen Gebiet im Westen (Wilson Terrane), einem schmalen Gürtel vulkanischer und sedimentärer Gesteine (Bowers Terrane) und einem Gebiet, in dem vor allem Turbidite gefunden werden (Robertson Bay Terrane). Jedes Terrane wurde von unterschiedlichen Metamorphosebedingungen betroffen (GREW, KLEINSCHMIDT & SCHUBERT, 1984), mit einer Zunahme des Metamorphose-Grades von Nordosten nach Südwest-

2. Geologischer und geographischer Überblick

ten.

Einige Autoren (z. B. TESSENSOHN, 1984) interpretieren diese Erkenntnisse als Merkmale einer früheren, post-Ross orogenen Subduktionszone. Es gibt auch heute noch Anzeichen tektonischer Aktivitäten entlang dieser Störungszone. So fand während unserer Expedition, am 20.11.84, am oberen Rennick Gletscher (Rennick-Aviator Linie) ein Erdbeben statt. Da Antarktika allgemein als aseismisch gilt, erregte dieses Ereignis einiges Aufsehen.

Die Entdeckung der drei Terranes führte zu wesentlichen Diskrepanzen zwischen der Geologie Nord Victoria Landes und der Geologie der Teile Australiens, die nach den Modellen von SMITH & HALLAM (1970) bzw. CRADDOCK (1970) als Anschlußstücke des Gondwana Kontinentes angesehen werden müssen.

Viele Fragen bezüglich der Entstehung und Geschichte von Antarktika sind noch völlig ungeklärt und neue Forschungsergebnisse komplizieren die einfachen Modelle, die man sich bisher gemacht hat, meist noch. Bei der Bewertung der Resultate sollte man aber bedenken, daß wir uns immer noch in einem frühen Stadium der Antarktisforschung befinden und daß z. B. die Rückseite des Mondes besser bekannt ist, als die Topographie der Antarktis unter ihrem Eispanzer.

3. Physikalische Besonderheiten magnetotellurischer Messungen in der Antarktis

Neben den klimatischen Besonderheiten der Antarktis, die durch die geographische Lage des Kontinents bestimmt sind, treten dort auch physikalische Phänomene auf, die erdmagnetische und erdelektrische Messungen beeinflussen können und bisher magnetotellurische Messungen in der Antarktis verhindert haben.

3.1 Der polare Elektrojet (PEJ)

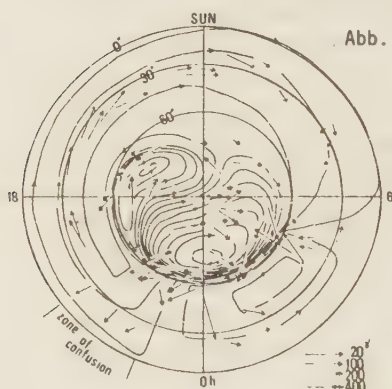


Abb. 3.1: Stromsystem in der Ionosphäre während eines magnetischen Substorms (aus NISHIDA, 1978)

Am Äquator und in der Nähe der Pole existiert eine Verstärkung des Sq-Systems. Die, dem normalen Sq-Gang überlagerten Stromsysteme nennt man äquatorialer (EEJ) und polarer Elektrojet (PEJ) (s. KERTZ, 1969, UNTIEDT, 1968, AKASOFU & CHAPMAN, 1972). Die Phänomene des PEJ wurden zunächst nur in nordpolaren Gebieten studiert. Erst in der neueren Literatur (z. B. AKASOFU, 1977) wird gezeigt, daß die gleichen Beobachtungen auch in der Nähe des Südpols gemacht werden können. Die Abbildungen dieses Abschnittes beziehen sich daher auf die nördliche Halbkugel; sie sind aber auf die südliche übertragbar.

Während das Maximum des äquatorialen Elektrojets um die lokale Mittagszeit auftritt, weist der polare Elektrojet

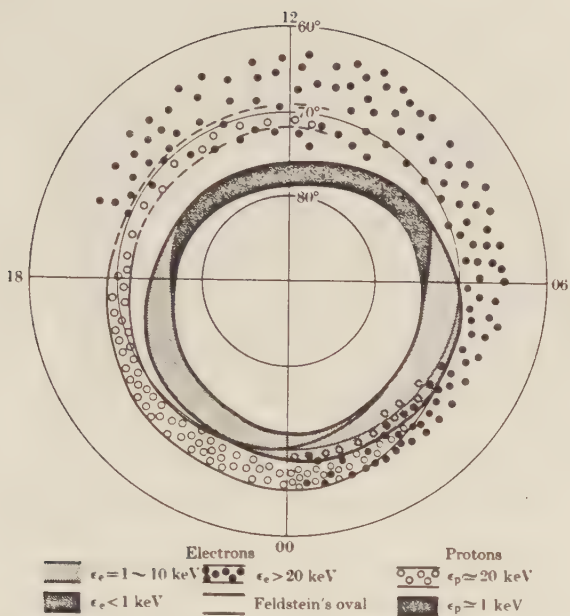


Abb. 3.2: Partikeleinfall in der Polarlichtregion
(aus AKASOFU & CHAPMAN, 1972)

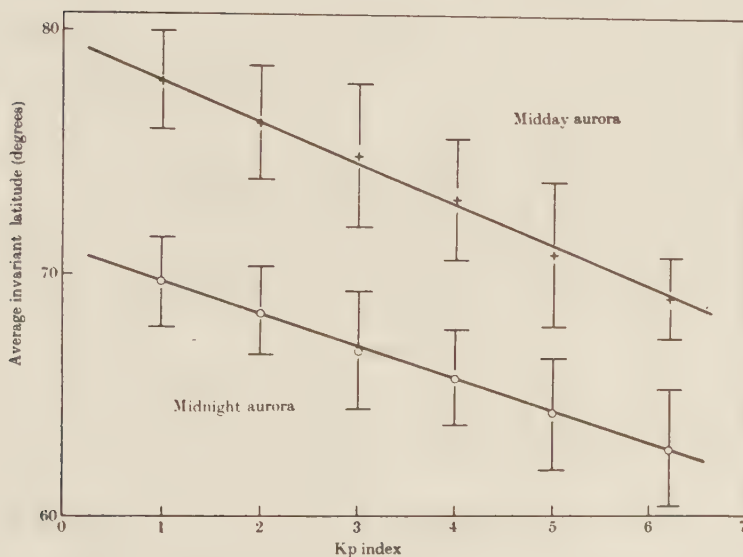


Abb. 3.3: Geomagnetische Breite des mittäglichen und mitternächtlichen Teiles des Polarlicht-Ovales als Funktion der Kennziffer Kp (AKASOFU & CHAPMAN, 1972)

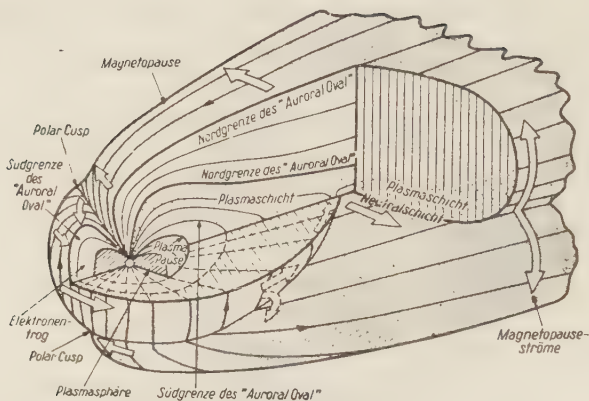


Abb. 3.4: Die Magnetosphäre im Sonnenwind (aus LAUTERBACH, 1975)

eine starke Strombündelung auf der Nachtseite der Polarlichtzone auf. Wie man aus Abb. 3.1 sieht, handelt es sich eigentlich um zwei gegenläufige Stromsysteme (nach Osten und nach Westen fließender PEJ), die sich im Bereich der Harang-Diskontinuität treffen. Es wäre also korrekter, von den polaren Elektrojets zu sprechen.

Die Bündelung des Stromes wird durch eine erhöhte Leitfähigkeit der Ionosphäre durch einfallende Partikel erklärt. Das Phänomen steht in engem Zusammenhang mit den Erscheinungen der Polarlichter. Abb. 3.2 zeigt den Partikeleinfall in der Polarregion. Die Größe des Polarlicht-Ovals ist nicht konstant. Sie ändert sich in Abhängigkeit von der magnetischen Aktivität. Während eines großen, magnetischen Sturmes verschieben sich die innere und äußere Grenze des Polarlicht-Ovals in Richtung Äquator. Die äußere Grenze kann bis auf 50° äquatorwärts wandern (AKASOFU & CHAPMAN, 1972). Alle Koordinaten beziehen sich dabei auf den Geomagnetischen Pol, d.h. den Durchstoßpunkt der Dipolachse des Erdmagnetfeldes, der zur Zeit etwa bei $79^\circ\text{N } 290^\circ\text{E}$ boreal (B) bzw. $79^\circ\text{S } 110^\circ\text{E}$ austral (A) liegt.

Abb. 3.3 zeigt die geomagnetische Breite des mittäglichen und mitternächtlichen Teiles des Polarlicht-Ovals als Funktion der planetaren magnetischen Kennziffer K_p (AKA-

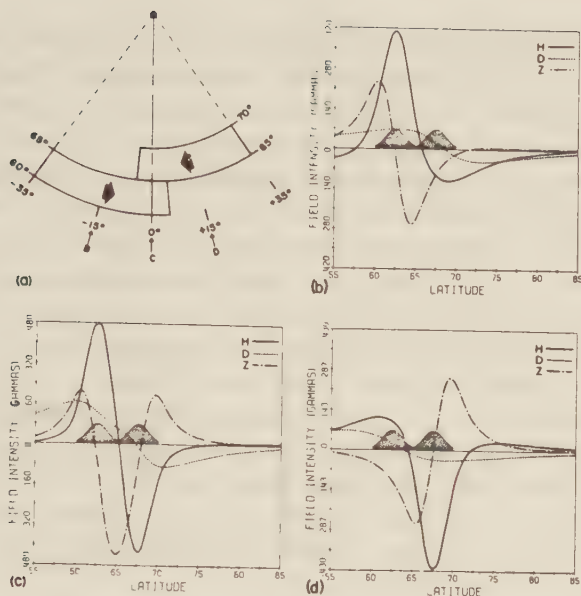


Abb. 3.5: Meridionales Profil und Feldverteilung (b-d) zweier gegenläufiger Stromsysteme (a) an den Punkten B, C und D (aus AKASOFU, 1977, nach KISABETH, 1972)

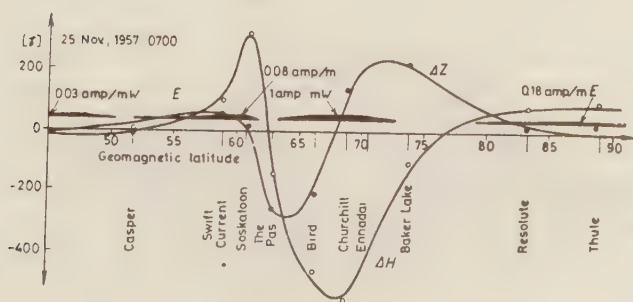


Abb. 3.6: Beobachtete Feldverteilung des polaren Elektrojets (aus ADAM, 1976, nach WALKER, 1964)

3. Physikalische Besonderheiten

SOFU & CHAPMAN, 1972). Man sieht, daß eine Beobachtungsstation, die sich normalerweise innerhalb des Polarlichtgürtels befindet während eines magnetischen Sturmes zu einer sog. "polar cap station" wird.

Die Exzentrizität, des Polarlicht-Ovals, die man aus Abb. 3.2 und 3.3 ansehen kann hängt mit der Assymetrie der Magnetosphäre zusammen, die durch den Sonnenwind verursacht wird. Abb. 3.4 verdeutlicht diesen Zusammenhang.

Die vom PEJ und seinen Rückströmen hervorgerufenen Störungen des Erdmagnetfeldes nennt man Baystörungen, da das Magnetogramm der die Form einer Meeresbucht hat.

Das Magnetfeld des PEJ ist toroidal. Abb. 3.5b-3.5d zeigen H, D und Z eines Modelles (3.5a) von zwei gegenläufigen Stromsystemen für 3 Meridiane, die in 3.5a mit B-D bezeichnet sind, als Funktion der geomagnetischen Breite. In Abb. 3.6 sieht man zwei Magnetfeldkomponenten für ein gemessenes, meridionales Profil.

Für magnetotellurische Messungen in hohen Breiten ist die Existenz des polaren Elektrojets deshalb von Interesse, weil das meist verwendete Formelwerk für homogene, indu-

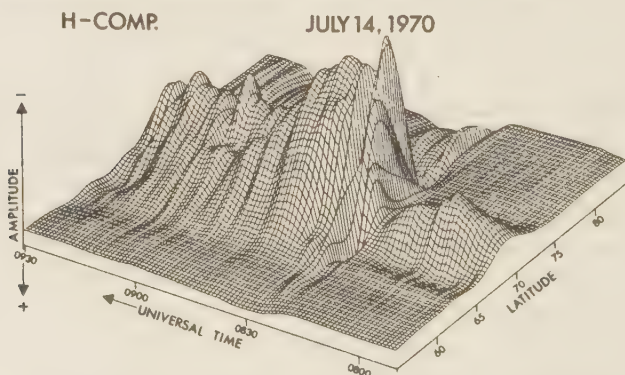


Abb. 3.7: Dreidimensionale Darstellung der H-Komponente während eines Substorms am 14.7.70 (aus AKASOFU, 1977, nach KISABETH, 1972)

zierende Quellenfelder abgeleitet worden ist. Das Magnetfeld des polaren Elektrojets ist aber nicht homogen (s.

3. Physikalische Besonderheiten

Abb.3.7). Zu untersuchen sind also die Auswirkungen dieses zusätzlichen Quellenfeldes auf die Ergebnisse der Magnetotellurik.

Für den geschichteten Halbraum soll nun der Einfluß der Inhomogenität des Magnetfeldes abgeschätzt werden.

Die Grundgleichungen der Magnetotellurik zur Bestimmung der Impedanz lauten:

$$(1) \quad E_x(w) = Z(w)H_y(w) \quad E_y(w) = -Z(w)H_x(w)$$

mit der induktiven Skalenlänge C .

$$C(w) = Z(w) / i\omega\mu_0$$

$$(2) \quad E_x = i\omega C B_y \quad E_y = -i\omega C B_x$$

Diese Beschreibung ist jedoch nur für homogene, induzierende Felder richtig, die in der Natur nicht existieren, d.h. sie gilt exakt nur für eine Wellenzahl $k=2\pi/L$.

L : Wellenlänge

Bei homogenen Quellenfeldern wäre $L=\infty$ und $k=0$. Von quasihomogenen Feldern spricht man, wenn die Änderung des Feldes klein ist in einem Bereich um den Aufpunkt, der groß ist gegenüber der Eindringtiefe.

Ist das induzierende Feld inhomogen, so werden die Felder auch von der Wellenzahl abhängig, d.h. im Frequenz/Wellenzahl-Bereich gelten für jede Frequenz und jede Wellenzahl die Gleichungen (1) und (2).

Im Ortsbereich bedeutet das, daß E_x bzw. E_y von B_y bzw. B_x an allen Orten der Erdoberfläche ($z=0$) abhängig sind.

Weiter gilt bei 1 dimensionalen Verhältnissen im Untergrund und inhomogenem Quellenfeld für 1 Wellenzahl:

3. Physikalische Besonderheiten

$$(3) \quad \delta E_x / \delta y - \delta E_y / \delta x = i\omega B_z \quad (\text{aus } \text{rot} \underline{E} = -\dot{\underline{B}})$$

bzw.

$$(4) \quad B_z = C(\delta B_x / \delta x + \delta B_y / \delta y)$$

Zur Lösung des Ansatzes für ein inhomogenes Quellenfeld gibt es prinzipiell mehrere Wege (nach SCHMUCKER, 1980):

a) im Frequenz/Wellenzahl-Bereich

Für die Lösung der Diffusionsgleichung $\Delta \underline{F} = \mu_0 \sigma \underline{F}$ (Ableitung siehe z.B. LIEBIG, 1983) läßt sich die Fourierdarstellung von $\underline{F}$ ansetzen. $\underline{F}$ steht dabei für $\underline{E}$ oder $\underline{H}$

$$(5) \quad \underline{\hat{F}}(\underline{k}, \omega) = \iiint_{-\infty}^{+\infty} \underline{F}(\underline{r}, t) e^{i(\underline{k}\underline{r} + \omega t)} d\underline{r} dt$$

für Ebenen $z = \text{const}$ (z.B. die Erdoberfläche $z=0$) und eine feste Frequenz vereinfacht sich der Ansatz zu

$$(6) \quad \underline{\hat{F}}(\underline{k}, z) = \int_{-\infty}^{+\infty} \underline{F}(\underline{r}, z) e^{i\underline{k}\underline{r}} d\underline{r}$$

$$\underline{r} = (x, y) \quad \underline{k} = (k_x, k_y)$$

die Diffusionsgleichung

$$(7) \quad \Delta \underline{\hat{F}} = i\omega \mu_0 \sigma \underline{\hat{F}} \quad \text{wird mit}$$

$$\Delta \underline{\hat{F}} = \delta^2 \underline{\hat{F}} / \delta x^2 + \delta^2 \underline{\hat{F}} / \delta y^2 + \delta^2 \underline{\hat{F}} / \delta z^2 = -k_x^2 \underline{\hat{F}} - k_y^2 \underline{\hat{F}} + d^2 \underline{\hat{F}} / dz^2$$

sowie $k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ zu

$$(8) \quad d^2 \underline{\hat{F}} / dz^2 = (i\omega \mu_0 \sigma + k^2) \underline{\hat{F}}$$

also zu einer gewöhnlichen Differentialgleichung 2. Ord-

3. Physikalische Besonderheiten

nung. Für eine feste Frequenz hängt die Lösung von (8) nur von den Wellenzahlvektoren $\underline{k}$ ab.

Setzt man $E_z=0$ (TE-Mode) voraus, so erhält man aus

$$\text{rot}\underline{E}=-\underline{\dot{B}}$$

$$(9) \quad \delta \hat{E}_y / \delta z = i\omega \hat{B}_x \quad \delta \hat{E}_x / \delta z = i\omega \hat{B}_y \quad k_y \hat{E}_x - k_x \hat{E}_y = i\omega \hat{B}_z$$

Die Definition der Übertragungsfunktion an der Erdoberfläche kann geschrieben werden (SCHMUCKER, 1975), als

$$(10) \quad C(w, k) = -f(0, \underline{k}, w) / f'(0, \underline{k}, w)$$

definiert mit f als Lösung der Diffusionsgleichung

$$f''(z, \underline{k}, w) = (k^2 + i\omega\mu_0\sigma(z))f(z, \underline{k}, w)$$

Es gilt also für eine feste Frequenz

$$(11) \quad C(\underline{k}) = \hat{E}_x / (-\delta \hat{E}_x / \delta z) = \hat{E}_y / (-\delta \hat{E}_y / \delta z)$$

mit (9) folgen daraus die zu (2) und (4) äquivalenten Grundgleichungen für räumlich harmonisch oszillierende Felder:

$$(12) \quad \hat{E}_x = i\omega C(k) \hat{B}_y \quad \hat{E}_y = -i\omega C(k) \hat{B}_x$$

$$(13) \quad \hat{B}_z = C(k) (ik_x \hat{B}_x + ik_y \hat{B}_y)$$

mit $L \rightarrow \infty$, d.h. $k \rightarrow 0$ strebt $C(k \rightarrow 0)$ natürlich gegen die induktive Skalenlänge aus Gleichung (2).

b) im Orts/Frequenz-Bereich

Die Grundgleichungen für den Orts/Frequenz-Bereich lassen sich durch Transformation der Gleichungen (12) und (13) vom

3. Physikalische Besonderheiten

Wellenzahl in den Ortsbereich ableiten. Die Multiplikation der Magnetfeldwerte mit der Übertragungsfunktion im Wellenzahlbereich wird im Ortsbereich zu einer Faltung mit der Fouriertransformierten von C. Läßt man nicht nur Variationen der Quellenfelder in einer Richtung zu (innerhalb der $z = \text{const} = 0$ -Ebene), so muß man die Funktionen doppelt falten (**) mit

$$(14) \quad G(x,y) = 1/(4\pi^2) \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} C(k) e^{i\mathbf{k}\mathbf{r}} d\mathbf{k}_x d\mathbf{k}_y$$

als Fouriertransformierte der Übertragungsfunktion folgen die Gleichungen

$$(15) \quad E_x = i\omega G^{**} B_y \quad E_y = -i\omega G^{**} B_x$$

$$(16) \quad B_z = H_x^{**} B_x + H_y^{**} B_y$$

wobei $G^{**}B$ für die Faltungsintegrale

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} G(\alpha, \beta) B(x-\alpha, y-\beta) d\alpha d\beta$$

steht. Nach SCHMUCKER, 1980 gilt dabei

$$(17) \quad \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} G(x,y) dx dy = C(0)$$

d.h. die Übertragungsfunktion für den homogenen Fall ergibt sich als das Integral über alle "Punkte" (x,y) der z -Ebene. Aus (15) erkennt man nun, daß, falls das induzierende Feld (B_x, B_y) annähernd konstant ist in einem Kreis um den Meßpunkt, der groß ist gegenüber $C(0)$, man die Felder vor die Faltungsintegrale in (15) ziehen kann. Mit (17) ergeben sich dann wieder die Ausgangsgleichungen (2) für den homo-

3. Physikalische Besonderheiten

genen Fall.

Wählt man für B_x und B_y Reihendarstellungen

$$B_x(x,y) = a_{00} + a_{10}x + a_{01}y + a_{20}x^2 + a_{11}xy + a_{02}y^2$$

$$B_y(x,y) = b_{00} + b_{10}x + b_{01}y + b_{20}x^2 + b_{11}xy + b_{02}y^2$$

so erhält man nach einigen Umformungen und Beschränkung der Entwicklung auf Polynome 3. Grades schließlich die Grundgleichungen:

$$(18) \quad \begin{aligned} E_x &= i\omega(CB_y + \frac{1}{2}I_2 \Delta B_y) \\ E_y &= -i\omega(CB_x + \frac{1}{2}I_2 \Delta B_x) \end{aligned}$$

wobei I_2 die Abkürzung für das Integral

$$\int_{-\infty}^{+\infty} N(\alpha) \alpha^2 d\alpha$$

ist, mit

$$N(\alpha) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} C(k) \cos(k\alpha) dk$$

Die Grundgleichungen (2) erhalten also einen Zusatzterm. Gleichung (4) ändert sich zu:

$$(19) \quad B_z = C(\delta B_x / \delta x + \delta B_y / \delta y) + \frac{1}{2}I_2(\delta \Delta B_x / \delta x + \delta \Delta B_y / \delta y)$$

mit

$$(20) \quad \Delta B_x = \delta / \delta x (\delta B_x / \delta x + \delta B_y / \delta y) \quad \Delta B_y = \delta / \delta y (\delta B_x / \delta x + \delta B_y / \delta y)$$

Aus (18) und (19) kann man damit den Einfluß des "Grades" der Inhomogenität auf die Grundgleichungen der Magnetotellurik

3. Physikalische Besonderheiten

abschätzen. Sind B_x und B_y konstant in einem Kreis um den Meßpunkt, der groß gegen die Eindringtiefe ist, so sind E_x und E_y ebenfalls konstant, da B_z mit (19) zu Null wird.

Sind B_x und B_y lineare Funktionen des Ortes, so sind auch E_x und E_y lineare Funktionen. Das Verhältnis E/B und damit die Impedanz bleibt ortsunabhängig.

Erst, wenn B_x und B_y quadratische und höhere Funktionen des Ortes sind, werden E_x und E_y ortsabhängig, da gilt

$$B_x = ax^2 \quad B_y = by^2$$

Mit (20) folgt

$$\Delta B_x = 2a \quad \Delta B_y = 2b$$

in (18)

$$E_x = iw(Cby^2 + \frac{1}{2}I_2 \cdot 2b) \\ E_y = -iw(Cax^2 + \frac{1}{2}I_2 \cdot 2a)$$

Damit wird die Impedanz dann ebenfalls ortsabhängig.

Der Einfluß der Inhomogenität auf die Impedanz ist also nicht so groß, wie man ursprünglich erwarten würde. Auch HAAK (1978) kam mit einem anderen theoretischen Ansatz zu diesem Resultat. Die Ergebnisse werden durch die Auswertbarkeit von Messungen in der Afar-Senke/Äthiopien (BERKTOLD, 1974) und Island (BEBLO, 1980, BEBLO et al., 1983) gestützt.

3. Physikalische Besonderheiten

3.2 Elektrische Leitfähigkeit von Eis

Von keinem Stoff unserer Erde sind so viele feste Phasen bekannt, wie von Wasser (HOBBS, 1974). Neben dem natürlich vorkommenden hexagonalen Eis (Ih) kennt man zur Zeit 8 Hochdruckphasen (II-IX) und eine kubische Tieftemperaturmodifikation, sowie sog. Klathrat Hydrate (Wasser in fester Phase dient als Gitter für Fremdatome).

In dieser Arbeit ist nur Eis Ih von Interesse, das etwa 10% der Landoberfläche unserer Erde bedeckt (MILLER, 1982).

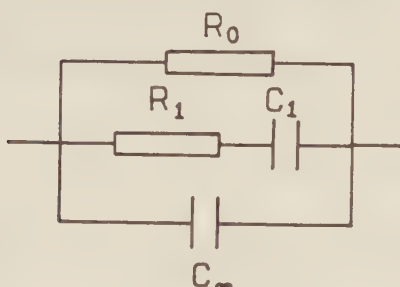


Abb. 3.8: Ersatzdarstellung für die Impedanz von Eis

Experimente, mit in Eis eingefrorenen Elektroden, haben gezeigt, daß man die elektrische Übertragungs-Charakteristik von Eis durch einen Schaltkreis nach Abb. 3.8 darstellen kann.

Die komplexe Impedanz der Schaltung ergibt sich mit den Kirchhoff'schen Regeln zu

$$Z = 1 / (1/R_0 + 1/(R_1 + i\omega C_1)) + i\omega C_\infty$$

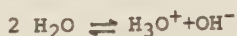
ω : Kreisfrequenz

Für Gleichströme wird Z reell und gleich R_0 . Für sehr hohe Frequenzen wird Z fast vollständig imaginär (90° Phase) und etwa gleich ωC_∞ .

3. Physikalische Besonderheiten

Für die Magnetotellurik ist vor allem der Gleichstromfall interessant, da R_1C_1 von Eis etwa bei $2 \cdot 10^{-5}$ Sek. (HOBBS, 1974) liegt.

Die Leitfähigkeitsvorgänge von Eis Ih sind schon häufig untersucht worden (Zusammenfassung bei MILLER, 1982). Der Ladungsträger in Eis ist, im Gegensatz zum metallischen Leiter, das Proton. Das H_2O -Molekül dissoziiert zu einem gewissen Teil zu



Beide Ionen können durch Protonentransfer wandern (HOBBS, 1974). Da Eis in der Natur niemals in reinem Zustand auftritt, können auch andere Ionen zur Leitfähigkeit nach folgender Formel beitragen:



Der spezifische Widerstand von Eis hängt von der Temperatur über eine Gleichung vom Arrheniustyp ab:

$$\varrho(T) = \varrho(T_0) e^{E/k(1/T - 1/T_0)}$$

E: Aktivierungsenergie

T_0 : Vergleichstemperatur (z.B. -20°C)

k: Boltzmannkonstante

Für die Aktivierungsenergie von kaltem (-20°C) Gletschereis werden Werte zwischen 0.25 eV (THYSSEN & SHABTAIE, 1983) und 0.34 eV (HOBBS, 1974) angegeben. Firn (alter Schnee = Zwischenprodukt der Schnee-Eis Metamorphose) besitzt eine Aktivierungsenergie von 1 eV.

Daneben ist der spezifische Widerstand dichte- und druckabhängig. Eine empirische Formel für die Dichteabhängigkeit (LOOYENGA, 1965) geben THYSSEN & SHABTAIE, 1983 in ihrer Arbeit an:

3. Physikalische Besonderheiten

$$\varrho(d) = \varrho(T_0)/(d/d_0)^3$$

$$d_0 = 0.917 \text{ Mg/m}^3$$

Die Druckabhängigkeit des spezifischen Widerstandes von Eis spielt nur bei sehr großen Eismächtigkeiten eine Rolle.

Aus obigen Formeln erkennt man, daß der spezifische Widerstand von Eis umso höher ist, je niedriger die Temperatur und je geringer die Dichte ist.

Den weitaus größten Einfluß auf den spezifischen Widerstand haben aber Fremdionen. Sie können die Leitfähigkeit stark verändern. Als Beispiel sei eine Formel von GROSS et al. (1978) genannt:

$$\varrho = \varrho(c_0)c^{-0.4}$$

c: Konzentration von Fremdionen

In der Vergangenheit wurden zwei Wege beschritten, die Leitfähigkeit von Eis zu untersuchen. 1. Labormessungen unter exakter Bestimmung der Versuchsparameter und 2. in situ Messungen mit Methoden der Gleichstromelektrik (Wenner- bzw. Schlumberger Methode).

Eine Zusammenstellung von Messungen findet man z.B. bei MILLER (1982). Eine der neuesten Messungen, in Schlumberger-Anordnung und mit Auslagen von bis zu 8 km, wurde von THYSSEN & SHABTAIE (1983) bei Dome C/Antarktis durchgeführt. Sie ermittelten einen spezifischen Widerstand von Polareis bei -20°C von 67 k Ω m $\pm$ 5 k Ω m.

BLOHM und KUHNKE führten während der Ganovex IV Expedition aktive Leitfähigkeits-Messungen (FEM=Frequency Electro-Magnetic) des Untergrundes mit einem vertikalen magnetischen Dipol als Quelle durch. Sie konnten auf dem Campbell Gletscher Werte um 22 k Ω m messen (KUHNKE, pers. Mitteilung). Die Differenz zwischen den Werten läßt sich plausibel durch eingelagerte Niederschläge des nahen Vulkans Mt. Melbourne erklären (THYSSEN, pers. Mitteilung).

Die Leitfähigkeit von temperiertem Gletschereis (0°C, z.B.

3. Physikalische Besonderheiten

Alpengletscher) ist dagegen um Größenordnungen schlechter (Spezifischer Widerstand ca. $10 \text{ M}\Omega\text{m}$), als man es nach dem vorher gesagten erwarten würde. Die Leitfähigkeits-Verhältnisse bei temperiertem Eis sind bis jetzt noch nicht verstanden.

Das Vorstehende zeigt, daß man bei E-Feld-Messungen auf polaren Gletschern mit hohen Widerständen der Eisbedeckung rechnen muß und daß die Verhältnisse auf alpinen, temperierten Gletschern nicht vergleichbar sind.

4. Die Meßgeräte

Einsätze in der Antarktis stellen hohe Anforderungen an alle Meßgeräte und die sonstige Ausrüstung. Neben den "normalen" Belastungen im Gelände kommen hier noch die niedrigen Temperaturen und der meist sehr rauhe Transport, z.B. im Außennetz eines Hubschraubers, hinzu. Deshalb ist eine besonders gute Vorbereitung der Meßgeräte notwendig. Leider war die Vorbereitungszeit meiner Messungen, wie bei den meisten Unternehmungen dieser Art, etwas kurz. Trotzdem versuchte ich mich nach einer Maxime zu richten, die schon FILCHNER für seine Expedition 1911 angab:

"Pessimist in der Vorbereitung und Optimist in der Durchführung meiner Expedition nach Antarktika"

Für die Magnetotellurik Messungen während der Ganovex IV Expedition wurde ein Flux Gate Magnetometer (Förstersonde) zur Beobachtung der Magnetfeldkomponenten NS (H), EW (D) und vertikal (Z) eingesetzt. Die E-Feld Komponenten NS und EW wurden mit einem "Beblo"-Elektrographen gemessen.

Der Elektrograph wurde von Herrn Dr. Beblo und mir für die Expedition neu aufgebaut und in einigen Punkten geändert und verbessert. So wurden für die Kompensations- und Eichschaltungen sehr stabile Referenzdioden eingebaut, um diese Spannungen über einen weiten Temperaturbereich, innerhalb der Genauigkeitsanforderungen, konstant zu halten.

Die Grenzfrequenzen der Hoch- und Tiefpassfilter wurden der Aufgabenstellung und der digitalen Aufzeichnung angepaßt. Daneben wurden alle manuellen Bedienungselemente (Knöpfe und Schalter) so ausgelegt, daß sie auch mit Handschuhen zu bedienen waren.

Da hohe Quellwiderstände bei den E-Feldern, zusammen mit großen Amplituden zu erwarten waren, wurde die Verstärkung der Vorverstärker reduziert und der Eingangswiderstand somit auf ca. $8 \cdot 10^8 \Omega$ erhöht.

Eine Frage, die durch den Einsatz der Förstersonde geklärt

4. Die Meßgeräte

werden sollte, war es, die durch das Sondenrauschen bedingte Periodengrenze des Magnetometers in sehr hohen Breiten festzustellen (siehe Kap. 5.4).

Zur digitalen Aufzeichnung der Signale mußte eine Apparatur entwickelt werden. Durch die Erfahrungen während der Vorbereitungszeit gewarnt, wurden zwei Gerätegruppen entwickelt. Diese Redundanz sollte sich in der Meßkampagne noch als absolut notwendig erweisen.

4.1 Hand-Held-Computer und Multifunktions-Interface

Die erste Gerätegruppe bestand aus einem Analog/Digital-Wandler Modul MFI (Multifunktions Meßdaten Interface) der Firma ICL (U.K.), das die gewandelten Daten mittels eines Mikroprozessors über eine serielle Schnittstelle (RS 232 C) an einen transportablen Kleinrechner (Epson PX-8) weitergab (s. Abb. 4.1).

Der Epson PX-8 ist ein batteriebetriebener, transportabler Computer in CMOS-Technologie (Begriffe aus der Datentechnik/Elektronik siehe z.B. Glossar bei LIEBIG (1983) oder SCHULZE (1978)) mit CP/M-Betriebssystem. Er besitzt 64 kB RAM, 64 kB ROM, 1 serielle Schnittstelle und ein LCD-Display mit 80x8 Zeichen. Der Rechner wurde ergänzt durch eine 120 kB große sog. RAM-Disk und ein, ebenfalls batteriebetriebenes Floppy Disk Laufwerk (PF 10) für 3.5" Disketten mit 278 kB Speicherkapazität. Für diese Gerätegruppe wurde ein Programmsystem geschrieben (von SCHREIER, pers. Mitteilung), das die digitale Datenaufnahme steuert. Die Gerätegruppe zeigte folgende Leistungsdaten:

Auflösung ADC	12 Bit
Höchste Abtastfrequenz	1 Hz/Kanal bei 5 Meßkanälen
Geblockte Datenaufnahme	mit 32 kB Datenblöcken
Speicherkapazität	278 kB
Stromverbrauch	2.15 A/12 V, bei Floppyzugriff 2.5 A

Leider gab es mit dem MFI in der Vorbereitungsphase immer

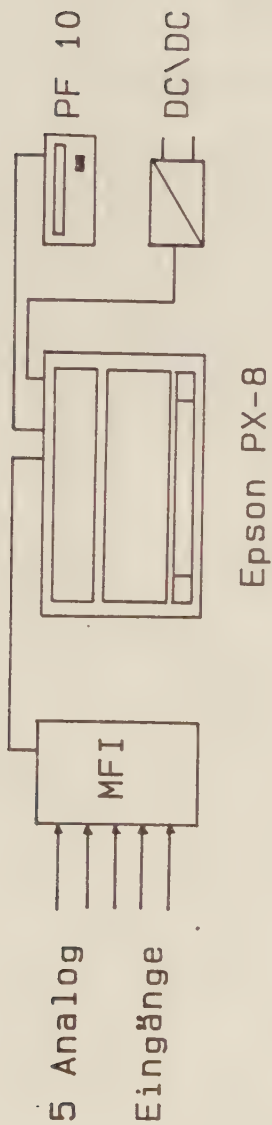


Abb. 4.1: Die Komponenten des Datenerfassungssystems MFI/PX-8/PF 10
DC/DC: Gleichspannungswandler

4. Die Meßgeräte

Schwierigkeiten. Erst nach Lieferung eines vollkommen neu konstruierten Gerätes wurde eine zufriedenstellende Datenaufnahme möglich. Aus Sicherheitsgründen entschieden wir uns aber dafür, eine zweite Gerätegruppe zu erstellen.

4.2 Einplatinen-Computer, ADC-Karte und Floppylaufwerk

Das Blockschaltbild dieser Gerätegruppe zeigt Abb. 4.2. Das Datenerfassungssystem wurde mit Hilfe eines Einplatinen-Computers (EPC) aufgebaut, der zum sog. ECB-Bus kompatibel ist. Der ECB-Bus ist ein von der Firma Kontron geschaffener Busstandard für 8 Bit Mikroprozessoren (vor allem Z 80), der in Deutschland von vielen Firmen unterstützt wird und der auf Einfach-Europa-Platinen mit 64 poliger VG Steckerleiste aufbaut. Auf der Platine befinden sich ein Z80 A Prozessor, 64 kB RAM, zwei serielle RS 232 C Schnittstellen, eine parallele Centronics Schnittstelle und ein Floppy-Disk Controller (MKC, 1983).

An diesen Rechner wurde ein batteriebetriebenes 3.5" Floppy Disk Laufwerk mit 800 kB Speicherkapazität angeschlossen. Als Ein/Ausgabeeinheit beim Start der Messung diente ein tragbarer Kleinrechner. Der Analog/Digitalwandler mußte selbst entwickelt werden, da zu dieser Zeit noch kein CMOS-ADC für den ECB-Bus auf dem Markt war.

So wurde eine Platine entwickelt, die auf dem ADC-Modul SDM 856 (BURR BROWN, 1978) aufbaut. Die Schaltung zeigt Abb. 4.3. Da in den Baustein die wichtigsten Elemente eines Datenerfassungssystems als Hybridschaltung integriert sind, waren nur wenige zusätzliche diskrete und integrierte Bauteile notwendig. Den Bestückungsplan der Platine zeigt Abb. 4.4. Die Steuerung der Schaltung wird von einem Datenerfassungs-Programm übernommen, das im EPC abläuft. Benutzt wurde dazu der Parallel-Port der Centronics-Schnittstelle. Da nicht genügend Eingangsleitungen vorhanden sind, werden die Datenleitungen im Multiplex-Betrieb abgefragt, d.h. jeweils 4 Bit des 12 Bit breiten Messwertes werden gleichzeitig eingelesen.

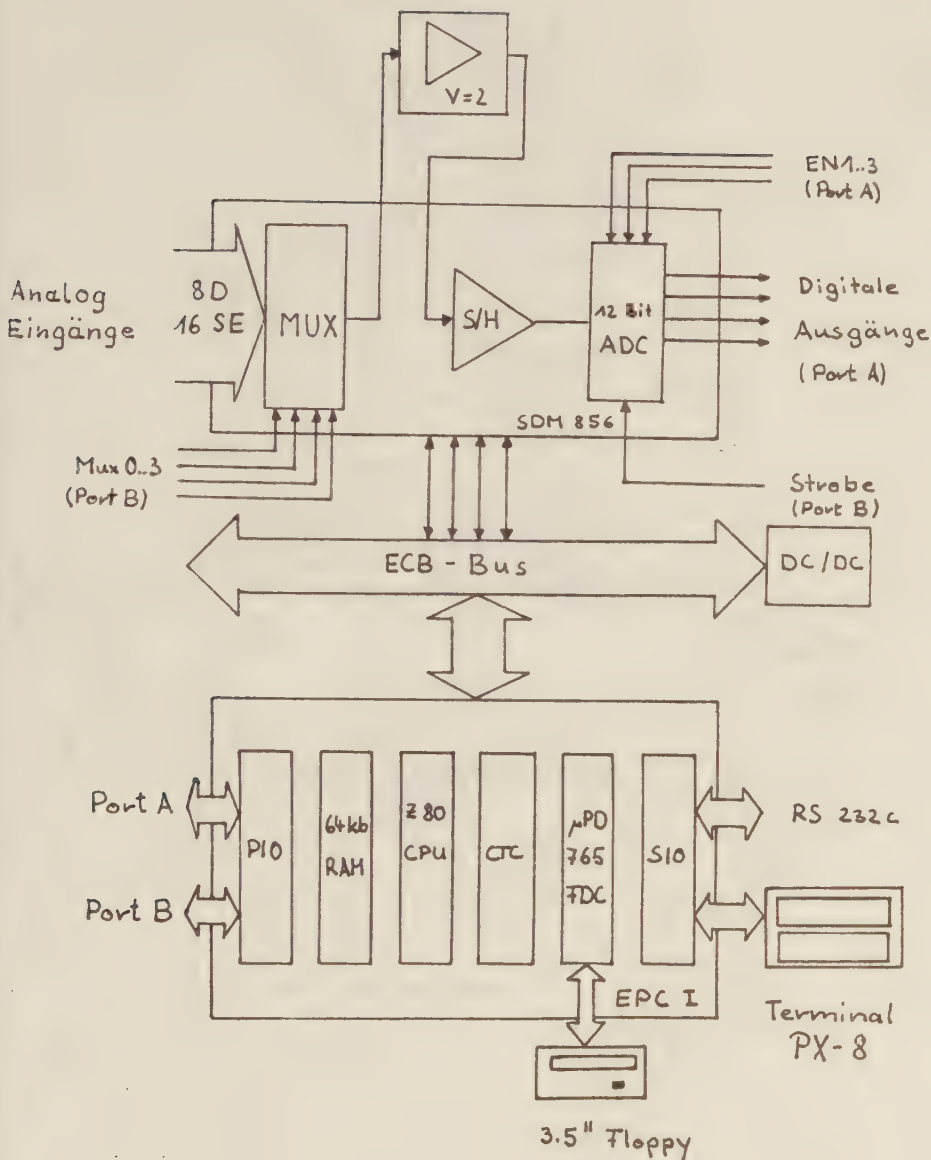


Abb. 4.2: Blockschaltbild des Datenerfassungssystems EPC/ADC/Floppylaufwerk

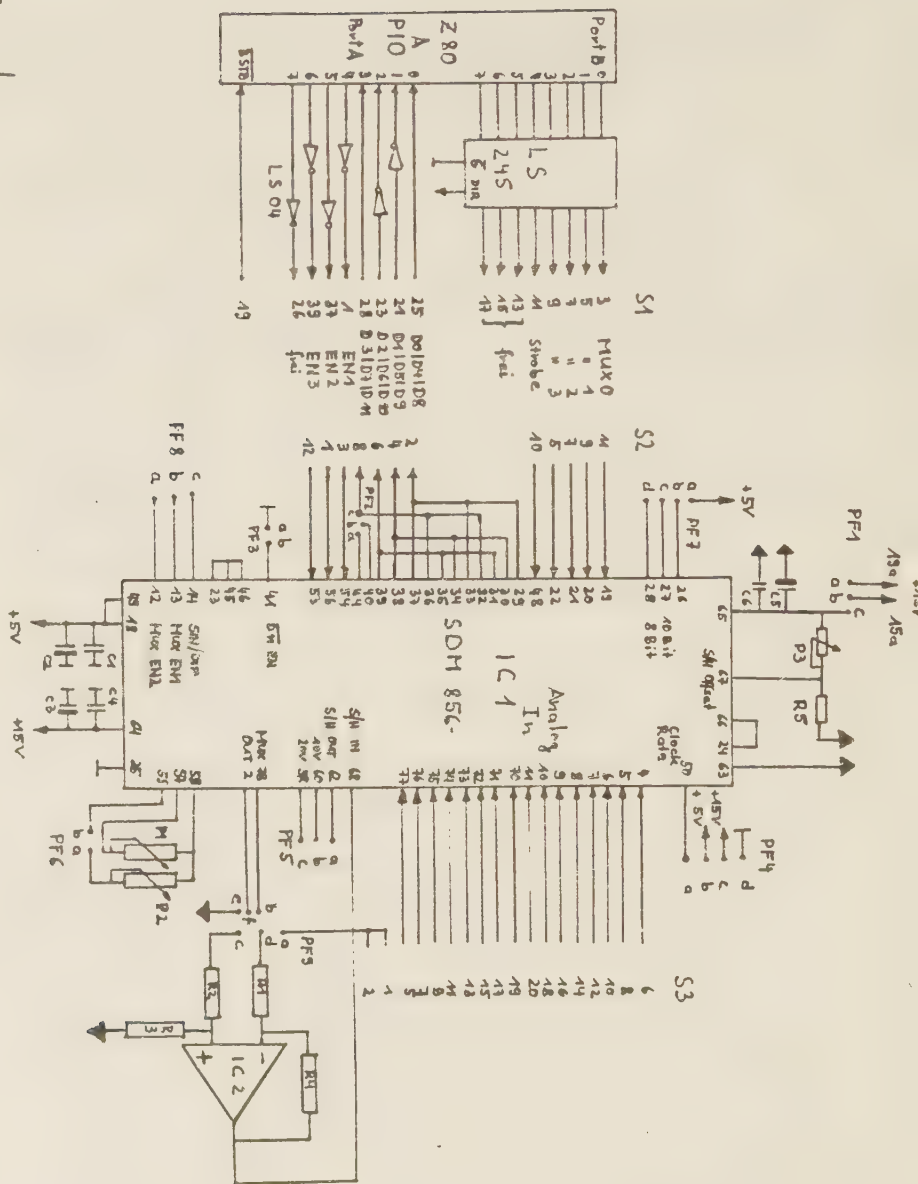


Abb. 4.4: Bestückungsplan der ADC-Platine

4. Die Meßgeräte

Das Zeit Diagramm in Abb. 4.5 und das Struktogramm in Abb. 4.6 erläutern die Analog/Digitalwandlung. Der Ablauf ist

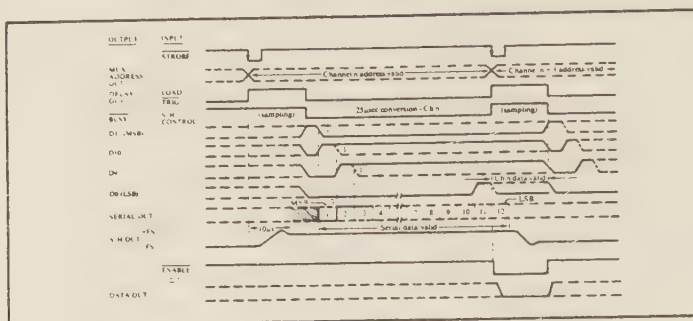


Abb. 4.5: Zeitverhältnisse bei der Steuerung des ADC-Bausteines SDM 856

wie folgt:

1. Ansteuerung des Multiplexers zur Kanalwahl (5 Kanäle: 3 Magnetfeld- und 2 E-Feldkanäle)
2. Strobe zum Start der Wandlung
- 3a. Einlesen des 1. Nibbles (4 Bit)
- 3b. - " - -" 2. - " -
- 3c. - " - -" 3. - " -
4. Nibble 1-3 zu einem 12 Bit Datenwort zusammensetzen

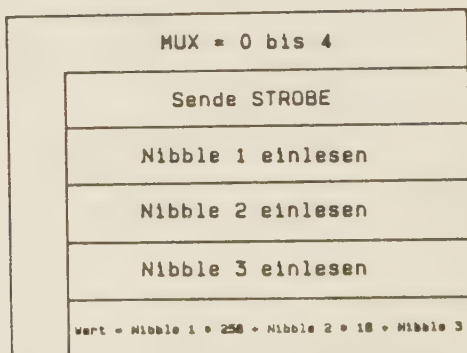


Abb. 4.6: Struktogramm des ADC-Lese Algorithmus

4. Die Meßgeräte

Dieser Zyklus wird pro Wandlung 5 mal durchlaufen (für jeden Kanal einmal) und stellt das Kernstück der Softwaresteuerung dar.

Neben dem Hauptprogramm (ADC) wurden noch Hilfsprogramme zum Kalibrieren (ADCKAL) und Testen (ADTEST, PIOTEST) der Schaltung und zum Darstellen (READAT, PLOT) von registrierten Zeitreihen im Gelände geschrieben. Mit Hilfe des Graphik-Displays des, als tragbares Terminal genutzten PX-8 Rechners konnten die Zeitreihen, stückweise, wie auf einem Schreiber, als Analogschrieb betrachtet werden.

Die Gerätegruppe zeigte folgende Leistungsmerkmale:

Auflösung ADC	12 Bit
Abtastfrequenz	3 Hz/Kanal bei 5 Kanälen
Geblockt Datenaufnahme mit 32 kB Datenblöcken	
Speicherkapazität	800 kB
Stromverbrauch	1.32 A/12 V, bei Floppyzugriff 1.7 A

Die Stromversorgung aller eingesetzten Geräte wurde mit Solarzellen (Siemens Panel 20 Watt, monokristallin und AEG Panel 10 Watt, polykristallin) realisiert. Die Panels waren über Laderegler mit wartungsfreien Bleiakkus (fester Elektrolyt) verbunden, aus denen der Betriebsstrom entnommen wurde.

Die Geräte waren zur Wärmeisolation in einer "Kühlbox" untergebracht, die ihrerseits in einer, mit Styropor ausgekleideten Aluminiumkiste stand. In die Kühlbox war ein Temperatursensor eingebaut, der bei geschlossener Kiste von außen ablesbar war. So konnte die Betriebstemperatur überwacht werden, ohne die Kiste öffnen zu müssen. Mit der zuletzt beschriebenen Gerätekombination wurde zudem die Temperatur laufend mitregistriert, um eine Vorstellung über den Temperaturverlauf in der Kiste zu erhalten. Abb. 4.7 zeigt eine Kurve, die an der Gondwanastation aufgenommen worden ist.

Schon die ersten Tests zeigten, daß die Elektronik, nach

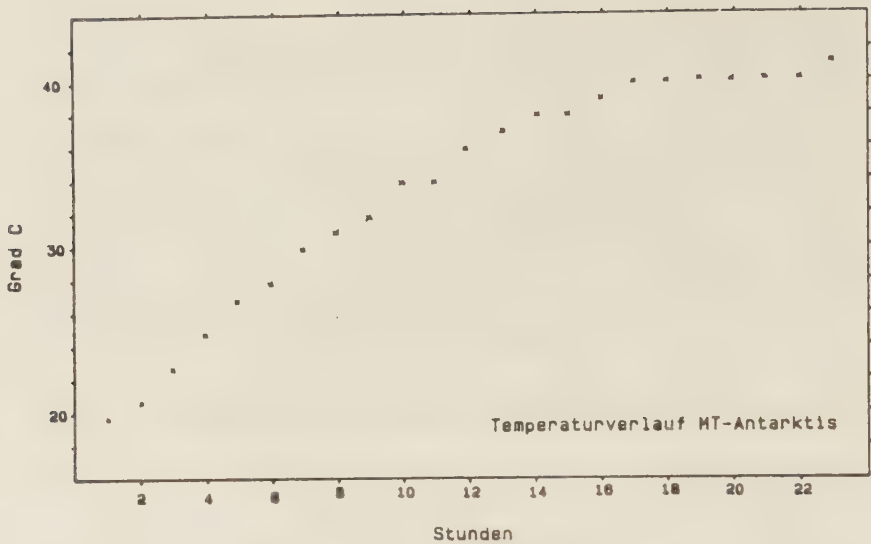


Abb. 4.7: Temperaturverlauf der MT-Elektronik

einer Aufwärmphase, eher zu warm, als zu kalt werden würde. Daraufhin wurde ein Teil der Styroporisolierung entfernt, was dann zu niedrigeren Durchschnittstemperaturen führte.

5. Die Meßkampagne und das Datenmaterial

5.1 Allgemeines

Von November 1984 bis Februar 1985 konnte ich, als Teilnehmer der Ganovex IV Expedition (German Antarctic North Victoria Land Expedition), Messungen mit den oben beschriebenen Geräten durchführen. Die Ganovex IV Expedition

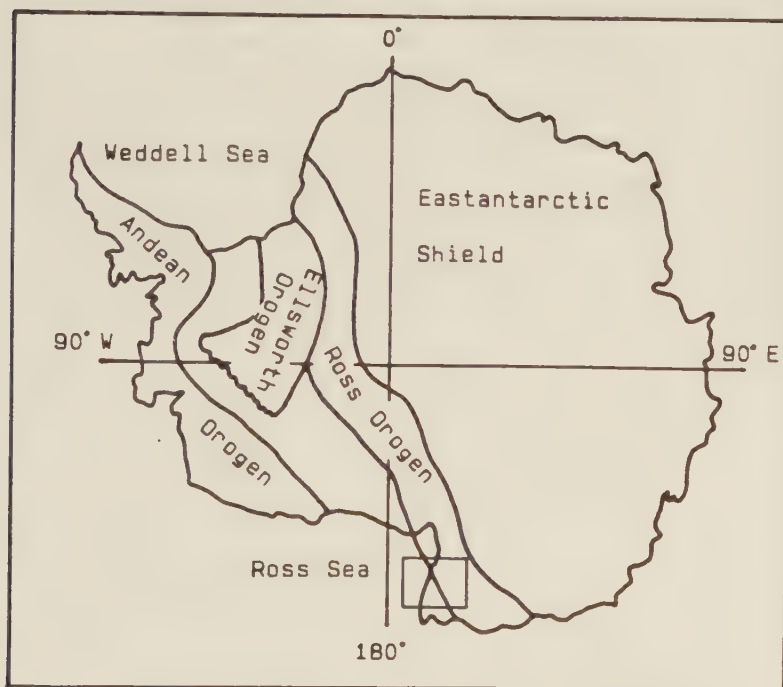


Abb. 5.1: Das Arbeitsgebiet der Ganovex IV Expedition

war eine multinationale Forschungsfahrt unter Beteiligung amerikanischer, neuseeländischer und deutscher Forscher. Die Leitung und Durchführung hatte, wie auch schon bei den drei vorhergegangenen Expeditionen, die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe übernommen.

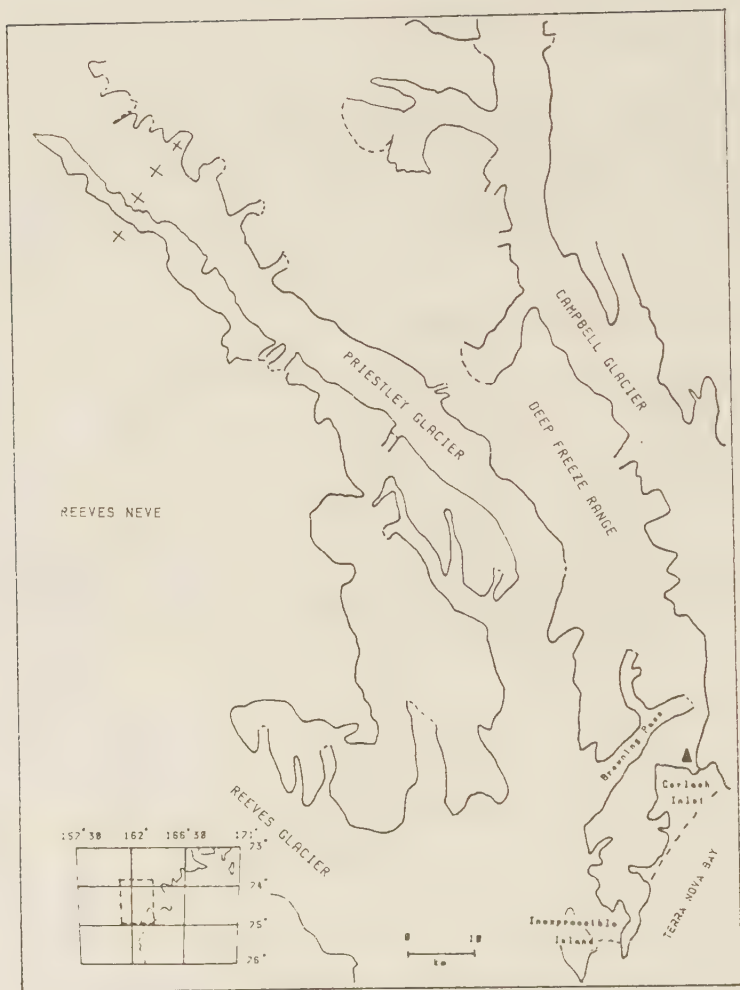


Abb. 5.2: Die Lage des Meßprofiles auf dem Priestley Gletscher
 ▲ Gondwana Station
 x Meßpunkte

Das wissenschaftliche Hauptprogramm war die aeromagnetische Befliegung eines 650 km x 200 km großen Gebietes von der Gondwana Station in der Terra Nova Bay aus. Abb. 5.1 zeigt das Arbeitsgebiet der Expedition. Daneben wurde vom Flugzeug und vom Boden aus RES (= Radar Echo Sounding) zur Eisdickenbestimmung gemacht. Zusätzlich zu diesem Hauptprogramm wurden umfangreiche geophysikalische, geologische und mineralogische Arbeiten in sog. Ground Check Gruppen durchgeführt.

Die Geländearbeiten waren streng an die logistischen Möglichkeiten gebunden, die vor allem in Form von drei Hubschraubern zur Verfügung standen. Das Arbeiten mit Motorschlitten war wegen der Spaltensituation nur an wenigen Stellen möglich. Glücklicherweise war das Wetter in diesem Polarsommer relativ gut und nur etwa zwei Wochen herrschten Wetterbedingungen, die das Arbeiten unmöglich machten. Abb. 5.2 zeigt die Lage des Meßprofiles. In Abb. 5.3 werden die Stationen detaillierter vorgestellt. Die folgende Tabelle gibt die Meßdauer an den einzelnen Stationen an:

PRI	22.12.84 - 27.12.84	
MPRI	27.12.84 - 02.01.85	
EPRI	02.01.85 - 15.01.85	
PLA	15.01.85 - 20.01.85	
GDW	07.12.85 - 17.12.85	Testmessungen

Die Stationsnamen stehen für:

PRI	Priestley
MPRI	Mittlerer Priestley
EPRI	Östlicher Priestley
GDW	Gondwana Station

Die Betreuung aller Stationen (Ausnahme PRI, GDW) war nur mit dem Hubschrauber möglich. So spielte das Wetter die entscheidende Rolle bei den Standzeiten der Geräte. Einmal mußte sogar das Gerät während des Aufbaus einer Station zurückgelassen werden, da sich das Wetter innerhalb von 5-

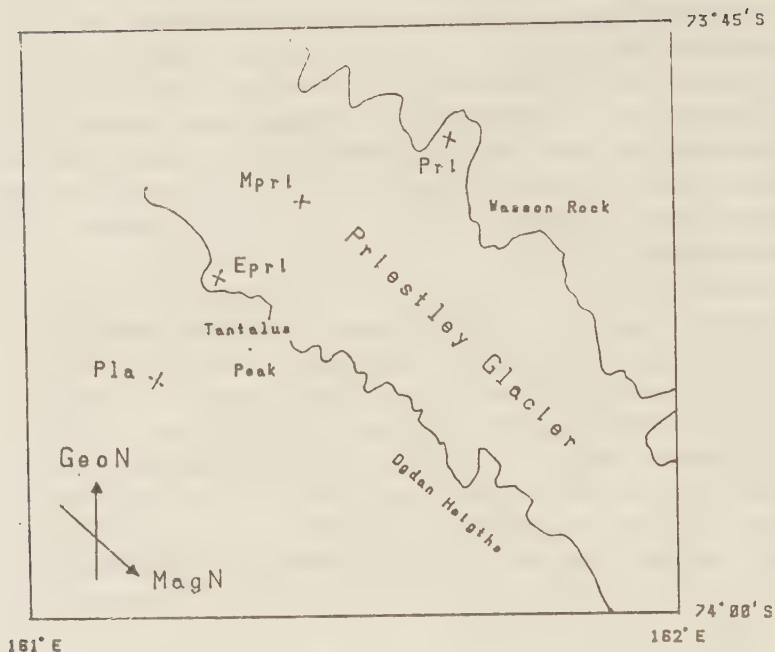


Abb. 5.3: Die Meßpunkte auf dem oberen Priestley Gletscher

10 Minuten so verschlechterte, daß die Gefahr bestand, nicht mehr ins Camp zurückkehren zu können.

Beim Elektrographen der MT-Apparatur fielen in kaltem Zustand immer wieder Komponenten aus (Vorverstärker). Dieses Problem ließ sich dadurch in den Griff bekommen, daß ich die Geräte beim Beginn des Aufbaus einschaltete, sodaß sich die Elektronik selbst heizen konnte. Das führte nach etwa 30 Minuten fast immer zum Erfolg.

Schon während der Magnetotellurik Testmessungen gab es Schwierigkeiten beim Starten des Betriebssystems vom Floppy Disk Laufwerk der Gerätekombination EPC/ADC/Floppy. Daher wurde, nach einigen Tagen des Experimentierens, die Gerätegruppe PX-8/PF 10/MFI eingesetzt, die dann auch während der ganzen Kampagne arbeitete. Zurück in Deutschland

stellte sich dann heraus, daß ein EPROM, in dem die sog. Bootstrap-Routine (=kleines Programm, daß das Betriebssystem in den Speicher lädt und damit den Rechnerbetrieb startet) gespeichert war vom Hersteller zu zeitkritisch ausgelegt worden war, was unter den Temperaturbedingungen der Antarktis zum Ausfall führte.

5.2 Meßbeispiele

Für die fünf gemessenen Stationen (GDW, PRI, MPRI, EPRI, PLA) liegen insgesamt ca. 20 Tage Registriermaterial vor. Es wurde in zwei Periodenbereichen für jede Station gemessen:

Periodenbereich I: 3 Sek. bis 500 Sek.

- " - II: 30 Sek. bis 5000 Sek.

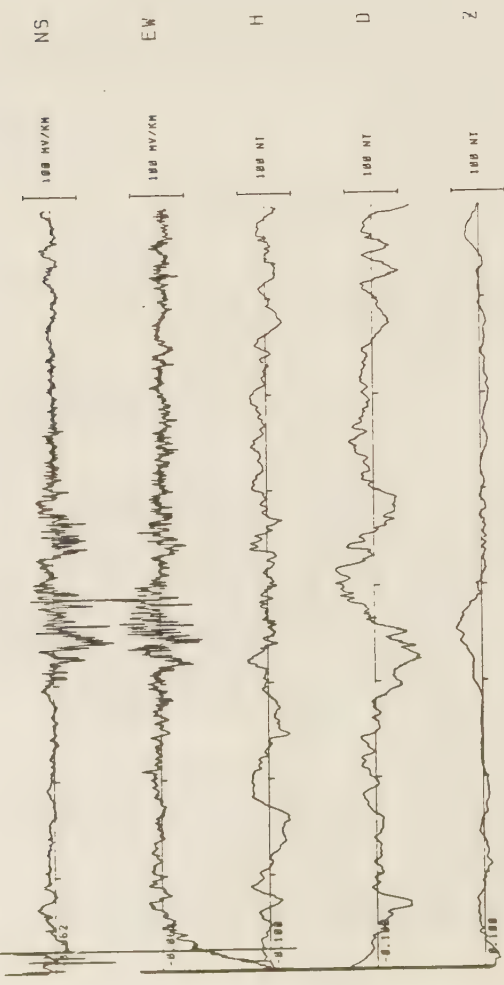
Für jede Station sind mindestens 18 Intervalle á 8 Stunden (Band II) bzw. á 48 Minuten (Band I) gemessen worden. Leider stand nur eine Meßapparatur zur Verfügung, sonst hätte in der gleichen Zeit wesentlich mehr Datenmaterial gesammelt werden können. Da die magnetotellurische Auswertung nach statistischen Prinzipien erfolgt, ist die Quantität der Daten durchaus ein wichtiges Kriterium.

Abb. 5.4a-5.8a und Abb. 5.9 zeigen Registrierbeispiele verschiedener Stationen auf dem Priestley Profil im Zeitbereich. EW und NS bezeichnen die, in magnetisch EW bzw. NS schwingenden Komponenten des erdelektrischen Feldes. H, D und Z sind die drei orthogonalen Komponenten des Erdmagnetfeldes im, für die Geophysik üblichen Koordinatensystem. In Abb. 5.4b-5.9b sind die gleichen Intervalle im Frequenzbereich dargestellt.

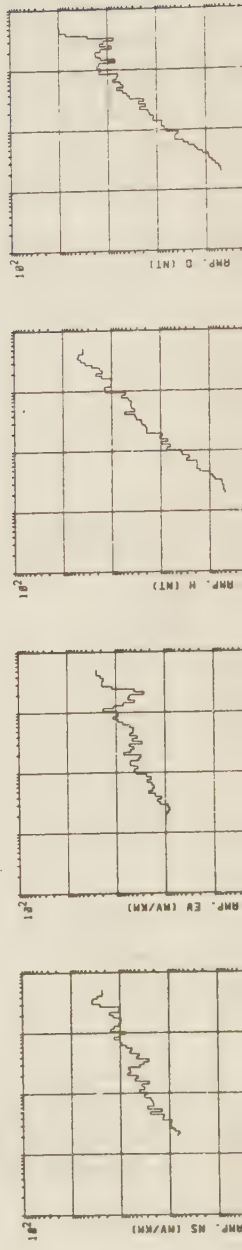
Abb. 5.4 (MPRI6.001) und Abb. 5.5 (MPRI6.004) zeigen zwei Registrierungen des Bandes II (Abtastperiode 10 Sekunden) bei relativ hoher magnetischer Aktivität (Kp 3-5).

Auch die Spektren zeigen ein relativ hohes Niveau. Die plötzliche Aktivitätszunahme in Abb. 5.5 (MPRI6.004) wird

Abb. 5.4: Meßbeispiel für die Station MPRI im Zeit- und Frequenzbereich



1 STUNDE



Filename: MPRI6.004

Datum: 30.12.84

Startzeit: 7.27 UT

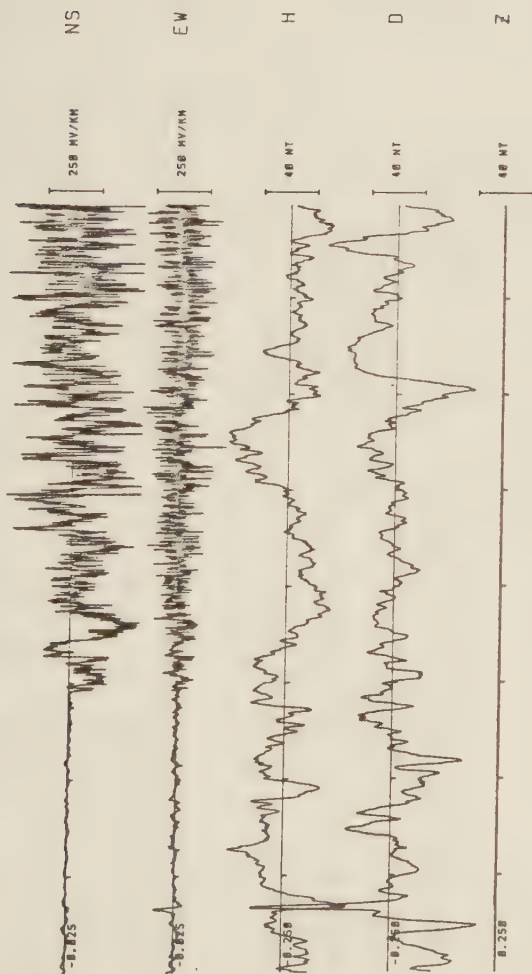


Abb. 5.5: Meßbeispiel für die Station MPRI im Zeit- und Frequenzbereich



Abb. 5.6: Meßbeispiel für die Station PLA im Zeit- und Frequenzbereich

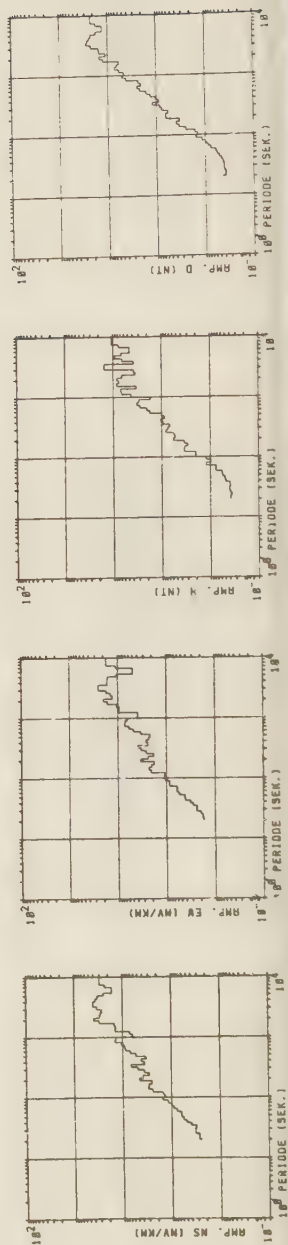
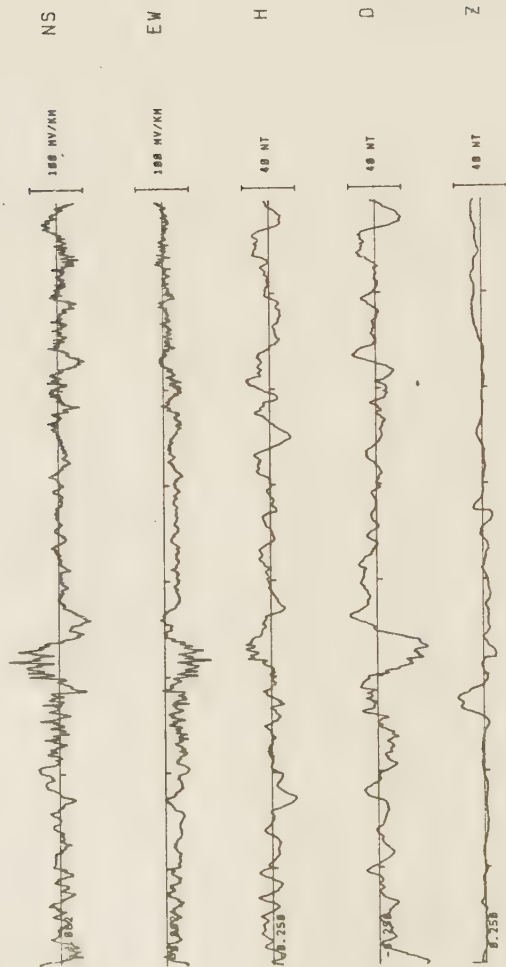


Abb. 5.7: Meßbeispiel für die Station EPRI im Zeit- und Frequenzbereich

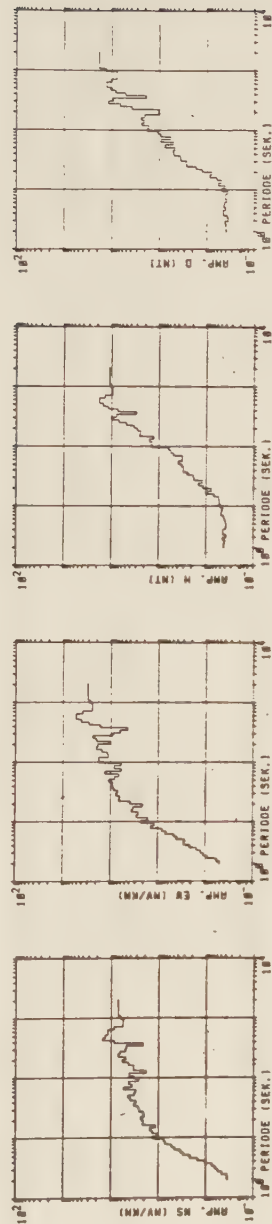
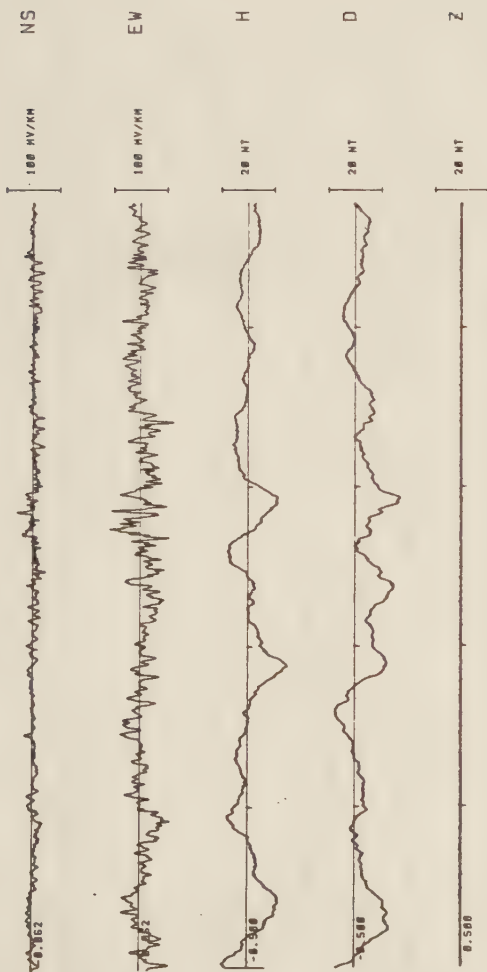
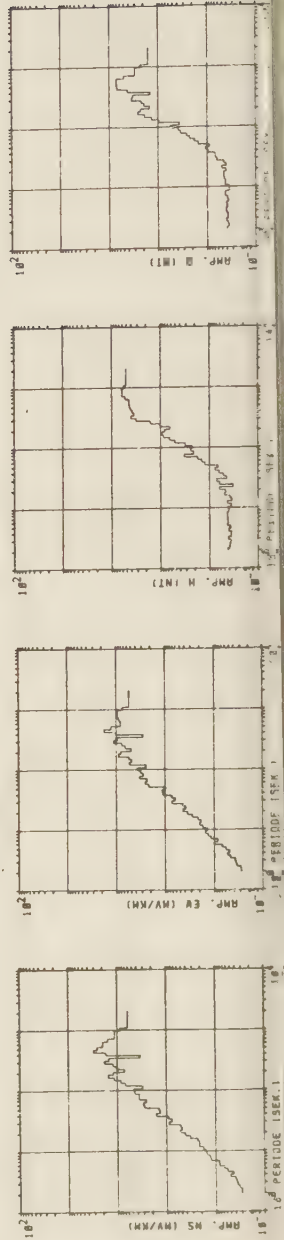
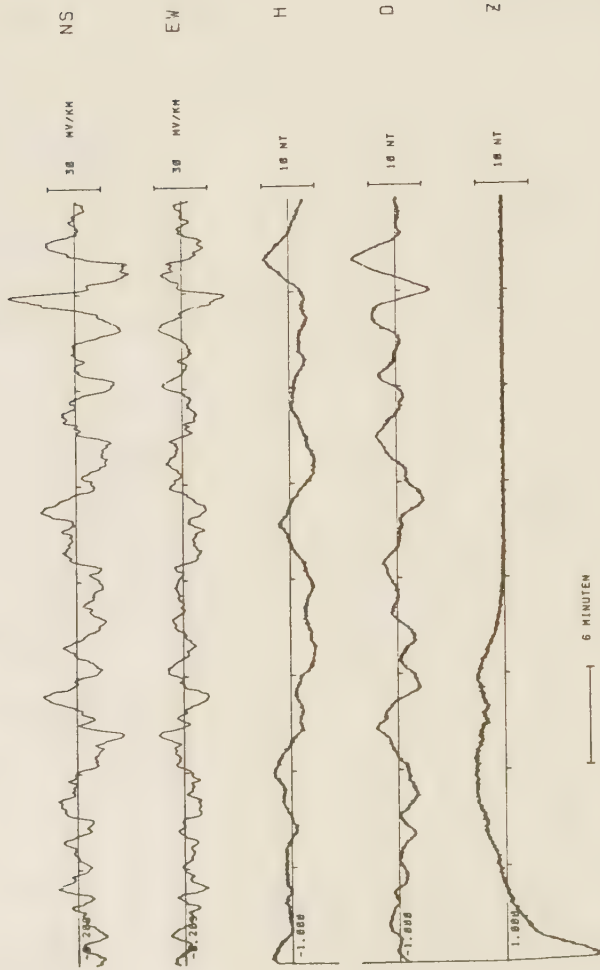


Abb. 5.8: Meßbeispiel für die Station PLA im Zeit- und Frequenzbereich



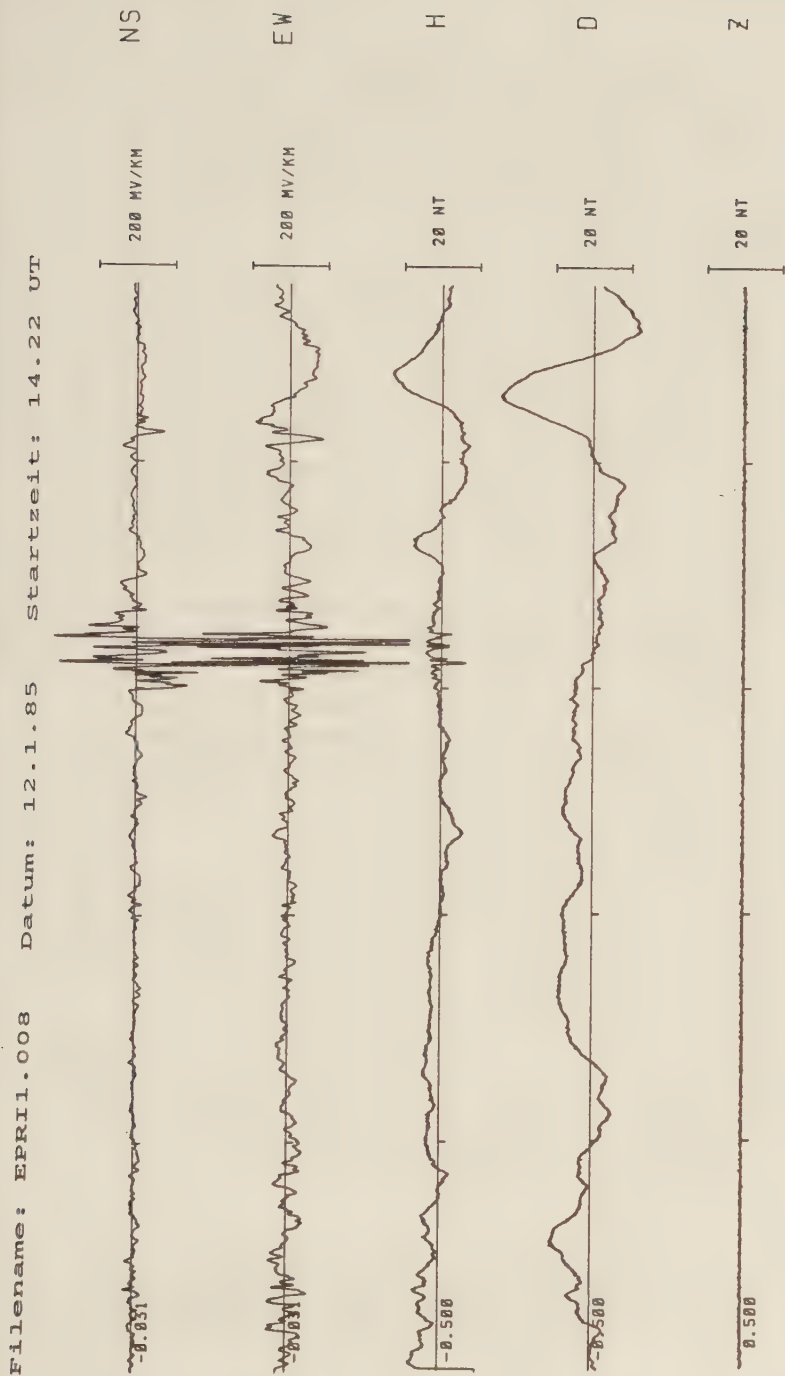


Abb. 5.9: Ein gut korrelierter Einzeleffekt

weiter unten diskutiert.

Deutlich weniger Aktivität (Kp 2-3) erkennt man in Abb. 5.6 (PLA2.002), ebenfalls eine Band II Registrierung. Die Spektren zeigen die Wirkung des Hochpasses (5000 Sekunden), der zur Abflachung des $1/f$ -Verlaufes zu längeren Perioden hin führt.

Abb. 5.7 (EPRI1.006) und Abb. 5.8 (PLA3.004) sind Band I Registrierungen (Abtastperiode 1 Sekunde). Bei EPRI1.006 herrscht mehr Aktivität. In Abb. 5.7 erkennt man die Wirkung des 500 Sekunden Hochpasses. Daneben sieht man, auch schon in den Zeitreihen, daß die kurzen Perioden nur noch sehr wenig Energie enthalten. Aus der Abflachung der Spektren des Magnetfeldes zu kurzen Perioden hin kann man schließen, daß die Rauschgrenze der Förstersonde erreicht ist. Auf diesen Punkt wird ebenfalls weiter unten noch genauer eingegangen.

In Abb. 5.9 sieht man einen schön korrelierten Einzeleffekt (EW, NS und H) von etwa 5 Minuten Dauer. Ein ähnlicher Effekt wurde in den Daten sonst nicht mehr gefunden.

Auf einigen der Abbildungen wird ein Problem deutlich, das die meisten Messungen betraf. Die Z-Komponente war bei fast allen Intervallen ausgefallen. Der Grund dafür konnte bis jetzt noch nicht ermittelt werden. Das Signal wurde irgendwo zwischen Sensor und Datenerfassung unterbrochen - ein Effekt, der nicht temperaturbedingt war.

Dadurch konnten keine Z/H-Verhältnisse ermittelt werden. Aus den wenigen Intervallen, bei denen Z nicht ausgefallen war, kann man jedoch erkennen, daß die Z-Komponente etwa gleich große Amplituden hat, wie H und D.

Zur Qualität der Daten läßt sich generell sagen, daß sie mit der Dauer der Meßkampagne zunahm, was sich wohl mit der zunehmenden Erfahrung des Messenden hinreichend erklären läßt. (Die Daten sind am Geophysikalischen Observatorium Fürstentfeldbruck archiviert.)

Um aus den gemessenen Zeitreihen des erdelektrischen und erdmagnetischen Feldes den Impedanztensor der Magnetotellurik zu berechnen, ist es notwendig, daß die Schwingungs-

MPRI6 .004

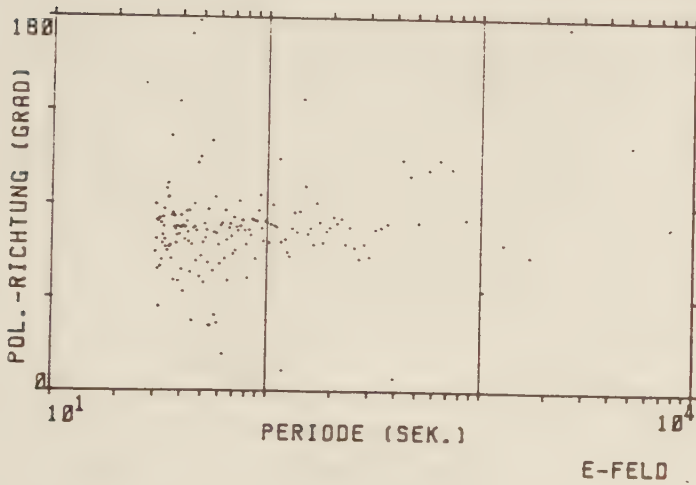
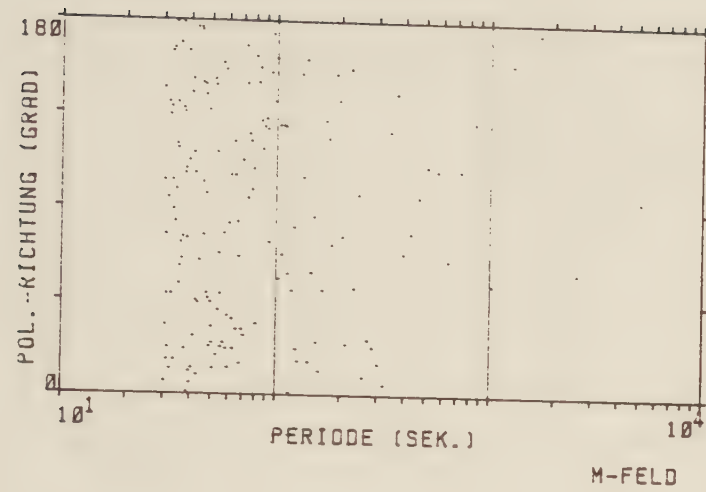


Abb. 5.10: Polarisationsrichtungen der Daten aus Abb. 5.5

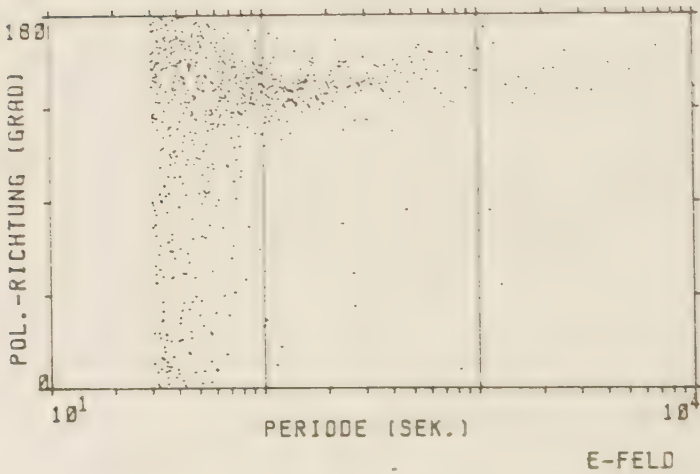
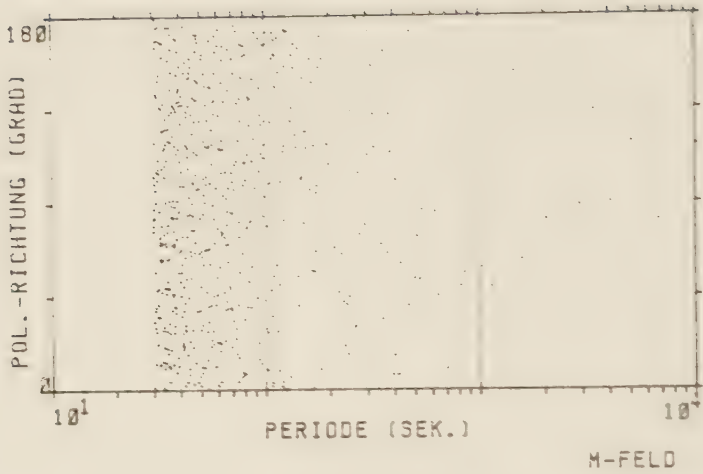
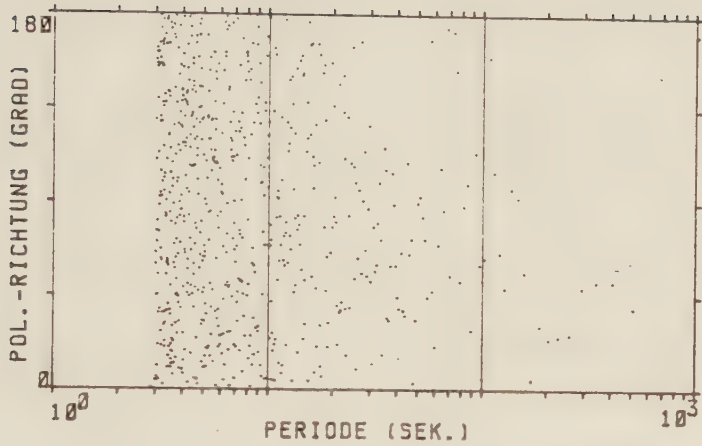
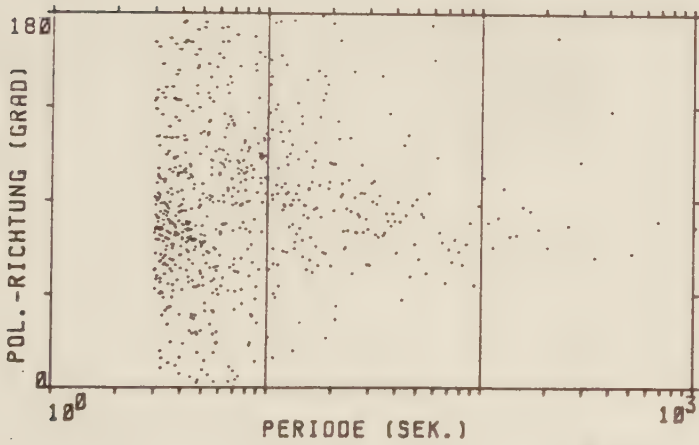


Abb. 5.11: Polarisationsrichtungen der Daten aus Abb. 5.6



M-FELD



E-FELD

Abb. 5.12: Polarisationsrichtungen der Daten aus Abb. 5.7

PLA3 .004

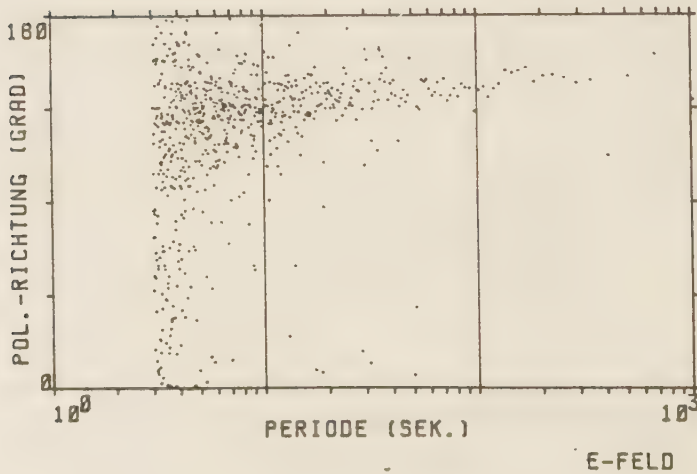
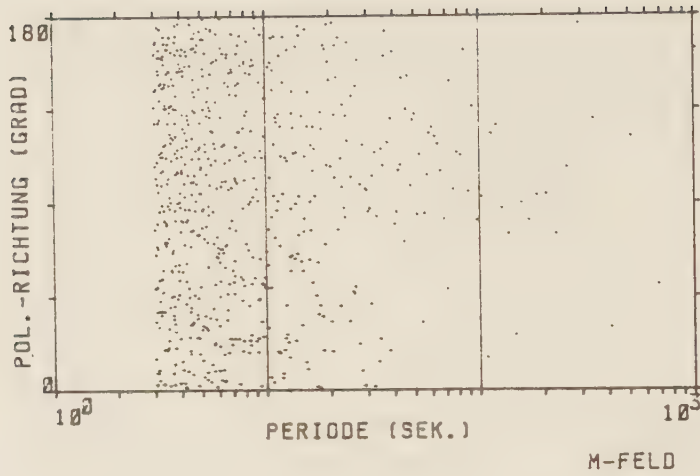


Abb. 5.13: Polarisationsrichtungen der Daten aus Abb. 5.8

richtungen des Magnetfeldes (Winkel der großen Halbachse der Schwingungselipse mit magnetisch Nord, SENGPIEL, 1968) möglichst gleichverteilt sind. Das ist notwendig um das zunächst unterbestimmte Gleichungssystem

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$

zu lösen. Setzt man nämlich in das System mindestens vier linear unabhängige Datensätze (H_x, H_y) ein, so ist das Gleichungssystem doch lösbar. Bei fehlerbehafteten Daten sind freilich mehr Datensätze nötig.

Lineare Unabhängigkeit bedeutet, daß das induzierende Magnetfeld über viele Schwingungen und Perioden richtungsunabhängig ist. Man sagt, daß das Magnetfeld nicht richtungspolarisiert sein darf. Diese Bedingung ist in Mitteleuropa gut erfüllt.

Für die Daten aus den Zeitreihen der Abb. 5.5-5.8 zeigen Abb. 5.10-5.13 die Polarisations-Richtungen von elektrischem und magnetischem Feld, aufgetragen gegen die Periode.

Die Schwingungsrichtungen des Magnetfeldes sind gleichmäßig verteilt und zeigen keine konstante Richtung in Abhängigkeit von der Perioden. Diese Untersuchung wurde für alle gemessenen Zeitreihen mit dem gleichen Ergebnis durchgeführt. Sie erfüllen damit die oben genannte Bedingung.

Im Gegensatz dazu sind die E-Felder deutlich polarisiert. Man spricht von einer Vorzugsrichtung der elektrischen Felder. Auf diesen Effekt wird in Kapitel 6 eingegangen.

5.3 Die E-Feld Sonden

Schon in Kapitel 3.2 wurden einige Schwierigkeiten bei der Messung elektrischer Felder auf Eis geschildert. Neben hohen spezifischen Widerständen des Gletschereises (67 k Ω m) sorgt die mangelhafte Ankopplung der E-Feld Son-

den an den Untergrund für hohe, die Messung verfälschende Widerstände.

Da die E-Feld Apparatur einen Eingangswiderstand von etwa $10^9 \Omega$ hat, sollte der Sondenwiderstand in erster Näherung nicht über $10 \text{ M}\Omega$ ansteigen, um einen Meßfehler kleiner, als 1 % bei den E-Feldern zu ermöglichen.

In der Literatur werden E-Feld Messungen auf polaren Gletschern z. B. von HESSLER (1966, 1970) und von THYSEN & SHABTAIE (1983) geschildert. Während letztere nicht polarisierbare Sonden (Cu/CuSO_4 , gefroren) verwendeten, benutzte HESSLER Kupfernetze, die er vergrub und mit ca 100 l NaCl Lösung übergoss, um den Elektrodenwiderstand zu reduzieren.

Für Geländemessungen vom Zeltlager aus, ohne die Möglichkeit große Mengen Wasser zu schmelzen, schienen beide Methoden nicht praktikabel zu sein. So wurden zwei verschiedene Sondentypen eingesetzt:

- a) Messingstäbe (ca. 40 cm lang), wie sie bei der Audiomagnetotellurik verwendet werden. Sie waren für den Einsatz auf Blankeis gedacht,
- b) 50 cm x 50 cm große Kupfernetze für Schneeoberflächen.

Testmessungen mit parallelen Sondenstrecken und verschiedenen Sonden wurden im Basislager, an der Gondwana Station, durchgeführt. Abb. 5.14 zeigt ein Meßintervall. Der Boden war angefrorenes, grobklastisches Sediment. Die Spuren (EW = Messingstäbe, NS = Kupfernetze) zeigen perfekte Korrelation. Im Gelände habe ich die Messingelektroden bei der Station PRI in Blankeis eingesetzt. Es erwies sich dabei als wichtig, die Elektrode so weit wie möglich in das Eis einzuschlagen und auf festen Sitz zu achten, um genügend Kontakt zu bekommen.

Bei den Stationen MPRI, EPRI und PLA wurden die Kupferflächen-Elektroden eingesetzt. Sie wurden etwa 1 m tief im Schnee vergraben und festgestampft. Auch die E-Feld Kabel wurden eingegraben. Mit diesem Verfahren wurden bei 20 m Auslagen Widerstände von etwa $1\text{--}3 \text{ M}\Omega$ zwischen den Elektroden gemessen.

Filename: GDW2.003

Datum: 13.12.84

Startzeit: 8.52 UT

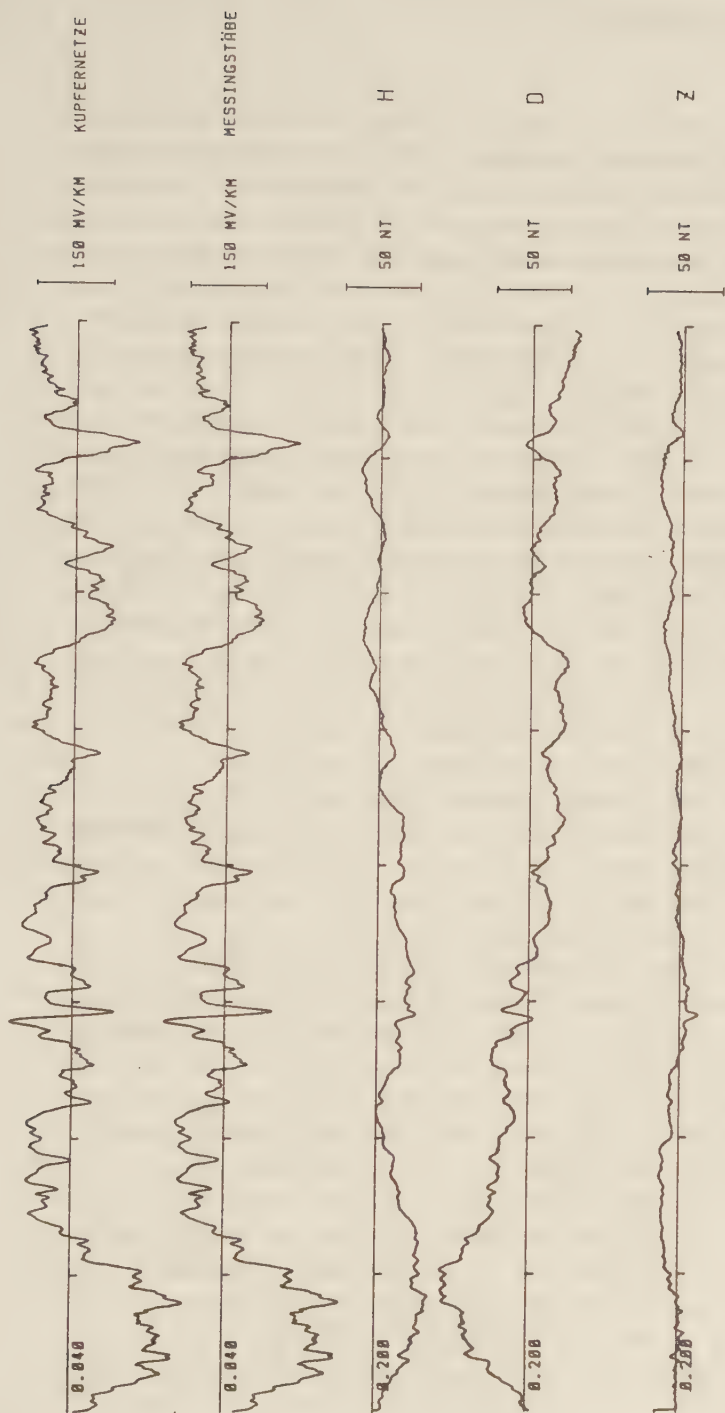


Abb. 5.14: Parallelregistrierung mit Kupfer-Netz Sonden und Messing-Elektroden

Bei der Auswertung zeigte es sich, daß die Daten, die mit den Cu-Elektroden gewonnen worden waren bedeutend besser sind, als die, die mit Hilfe der Ms-Elektroden gemessen worden waren. Aus den gesammelten Erfahrungen heraus rege ich für zukünftige Einsätze in der Antarktis folgende Punkte an:

- Auf Blankeis Stiftelektroden in Löcher (kleiner Handbohrer) einsetzen und mit etwas Wasser (Thermosflasche) anfrieren lassen.
- Alternativ dazu könnte man Kupfernetze auf das Blankeis legen und diese ebenfalls mit etwas Wasser übergießen (Vorteil größere Oberfläche).
- Das Wasser könnte leicht mit Salz versetzt sein, um die Leitfähigkeit zu erhöhen (nicht zu viel, wegen Gefrierpunktserniedrigung).
- Auf Schnee haben sich die eingegrabenen Kupfernetze bewährt.

5.4 Auflösungsgrenze der Förstersonde

Während der Vorbereitungszeit der Ganovex IV Expedition tauchte, im Zusammenhang mit der Konzeption des Datenerfassungssystems, die Frage auf, bis zu welchen Perioden es sinnvoll ist, mit einem Flux Gate Magnetometer (Förstersonde) in der Antarktis zu messen.

Bei digitalen Datenerfassungssystemen bestimmt die Speicherkapazität des Systems, zusammen mit der Abtastperiode der Analog/Digital Wandler die maximal mögliche Meßdauer. Über das Nyquist-Theorem bestehen feste Bedingungen für das Verhältnis von Abtastperiode eines analogen Signals zur fehlerfrei darstellbaren, kurzperiodischen Grenze (Kehrwert=Nyquistfrequenz) des daraus gewonnenen digitalen Signals (STEARNS, 1979). Die Abtastperiode muß kürzer, als die Hälfte der Periode sein, die noch dargestellt werden soll. So bestimmt die kürzeste Periode, die physikalisch sinnvoll mit einer Förstersonde gemessen werden kann, die Gesamtdauer der Registrierung.

Ein Beispiel soll dies kurz erläutern: Angenommen wird ein

digitales Datenerfassungssystem mit 800 kByte Speicherkapazität. Der Analog/Digital Wandler arbeitet mit einer Auflösung von 12 Bit (d.h. $2^{12}=4096$; $1/4096$ des maximalen Eingangsspannungsbereiches ist die quantisierte Auflösungsgrenze). Jeder gewandelte Spannungswert wird durch 12 Bit, oder, aufgerundet auf ganze Byte, durch zwei Byte (1 Byte = 8 Bit) dargestellt.

In einem Speicher von 800 kByte (1 kByte=1024 Byte) lassen sich also 400 kByte gewandelte Werte speichern. Die Abtastperiode des ADC's sei 3 x die kürzeste Periode, für die noch Energie im analogen Signal vorhanden ist.

Müssen, wie im Fall der Magnetotellurik 5 Kanäle (2 E-Feld, 3 Magnetfeld) gemessen werden, so erhält man in jeder Abtastperiode T $3 \times 5 = 15$ Werte á 12 Bit und belegt damit 30 Byte Speicherplatz.

Unter Vernachlässigung von Kopfinformationen u. ä. reicht der angenommene Datenspeicher von 800 kByte also für einen Zeitraum von $800 \times 1024 \text{ Byte} / (30 \text{ Byte}/T) \approx 27300 T$.

Ist z.B. $T=1$ Sekunde, so kann man also etwa 7.5 Stunden messen, ohne den Datenträger austauschen zu müssen. Bei $T=10$ Sekunden muß die Station dagegen nur alle 3 Tage besucht werden.

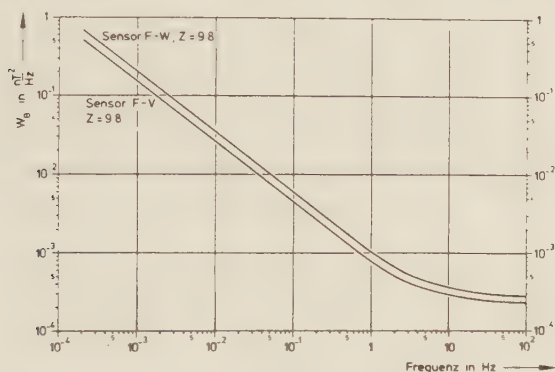


Abb. 5.15: Quadratische Spektren des Magnetometerrauschens für zwei Förstersonden (aus MAIER, 1975)

Die Auflösungsgrenze von Saturationskern-Magnetometern wird durch das Sensorrauschen festgelegt (MAIER, 1975). Abb. 5.15 zeigt Rauschspektren für gegengekoppelte Förstersonden. Man erkennt, daß sich das Rauschspektrum aus zwei Anteilen zusammensetzt: Einem sogenannten $1/f$ -Anteil und einem weißen Rauschanteil (für diese Magnetometer ab etwa 5 Hz). Die Werte schwanken, je nach Exemplar und Typ (geradeaus messend oder gegengekoppelt).

Um die Periodengrenze der Förstersonden-Apparatur in der Antarktis untersuchen zu können, wurde an jedem Meßpunkt mit zwei verschiedenen Periodenbereichen (Band I und Band II, s. Kap. 5.2) gemessen. Abb. 5.16 bis 5.19 zeigen Spektren von Zeitreihen, die auf dem Priestley Gletscher gemessen worden sind. Aufgetragen sind die Beträge der komplexen Fourierkoeffizienten gegen die Periode. In Abb. 5.16 (EPRI1.007) und 5.17 (PLA3.006) sieht man Registrierungen aus Band I. Die Energie im Spektrum von EPRI1.007 ($K_p=4-$) ist etwas höher, als in PLA3.006 ($K_p=20-30$).

Abb. 5.18 (EPRI2.004) und Abb. 5.19 (PLA2.004) zeigen Spektren aus Band II. Allen Spektren ist der sogenannte $1/f$ Abfall gemeinsam, der für die spektrale Verteilung des natürlichen Magnetfeldes typisch ist (s. CAMPBELL et al., 1967).

Die Spektren für das elektrische (EW,NS) und das magnetische (H,D) Feld zeigen jedoch einen unterschiedlichen Verlauf. Während die E-Felder zu kurzen Perioden hin weiter abnehmen, haben die Magnetfeldkomponenten einen konstanten, periodenabhängigen Anteil bei etwa 5 pT. Dieser Anteil kann nur als "weißes" Sensorrauschen interpretiert werden.

Deutlich erkennbar liegt die Periodengrenze, je nach Anregungsenergie (K_p), bei unterschiedlichen Werten. In keinem Spektrum sind jedoch Signalamplituden bei kürzeren Perioden, als 10 Sekunden zu beobachten.

Aus den Meßdaten folgt also, daß die Signalanteile unterhalb 10 Sekunden in der Antarktis, mit einer Förstersonde,

Abb. 5.16 - 5.19: Spektren des Betrages der Fourierkoeffizienten zur Ermittlung der, durch das Sensorrauschen bedingten Periodengrenze

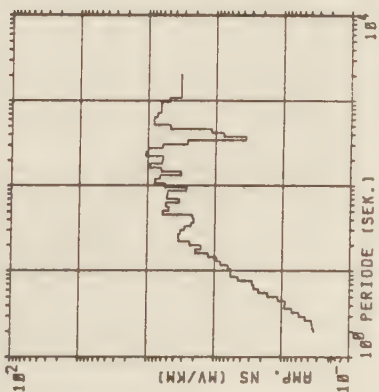
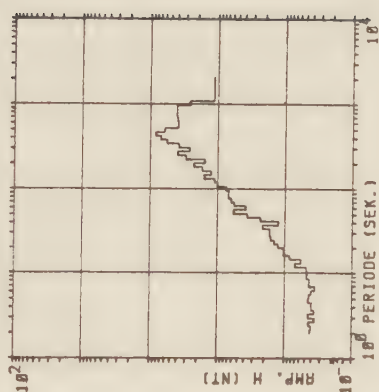
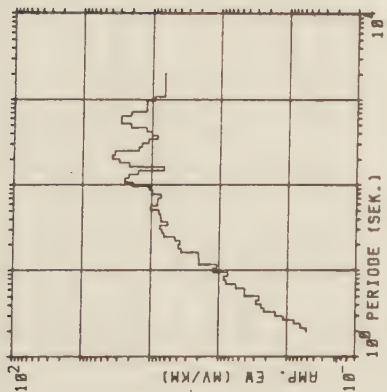
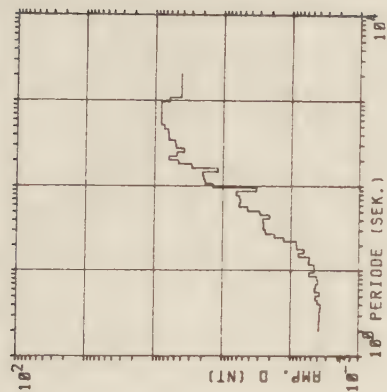


Abb. 5.16

PLA3 .006

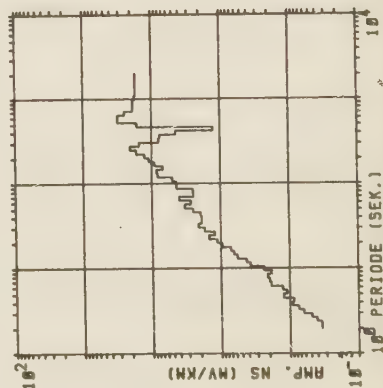
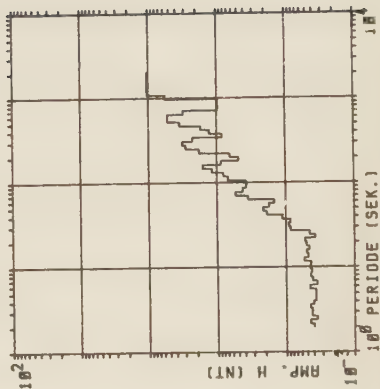
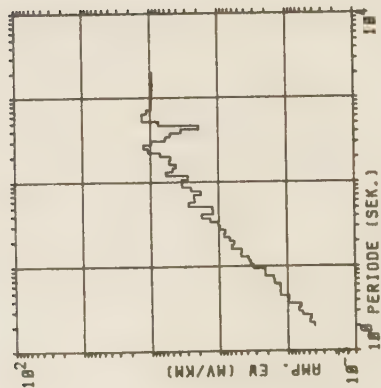
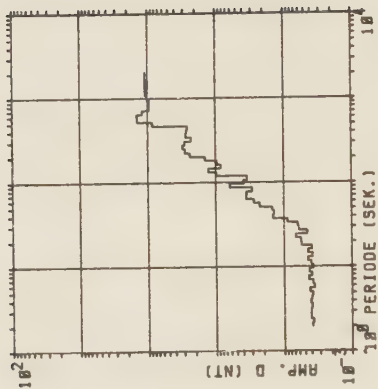


Abb. 5.17

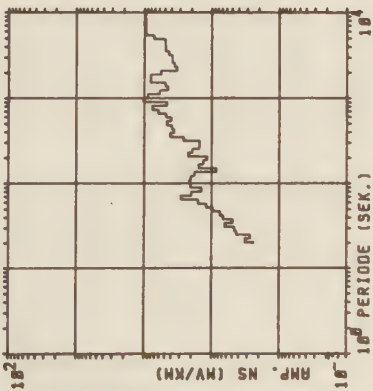
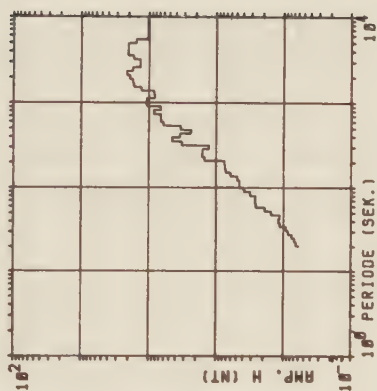
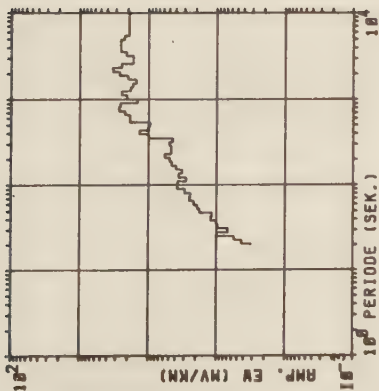
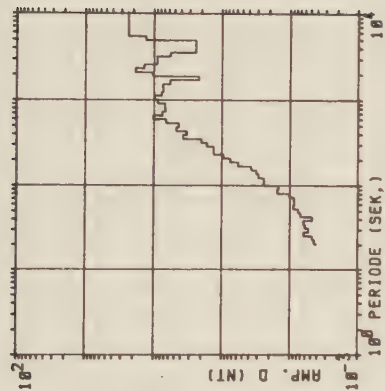


Abb. 5.18

PLA2 .004

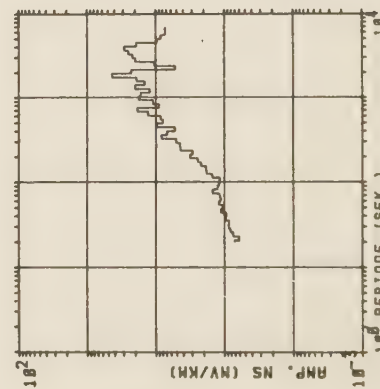
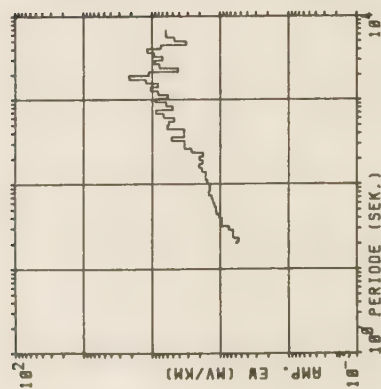
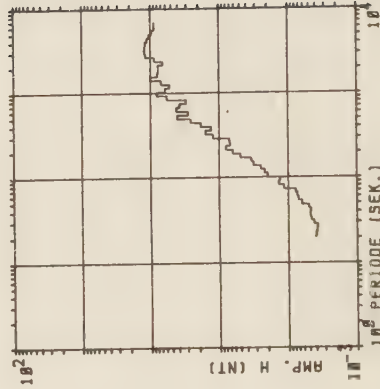
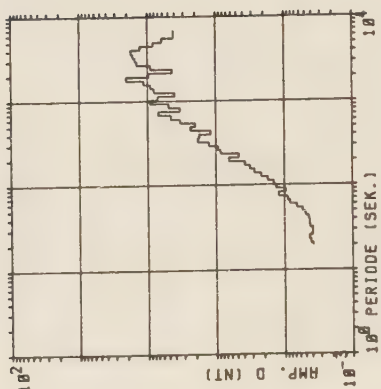


Abb. 5.19

5. Die Meßkampagne und das Datenmaterial

nicht mehr sinnvoll zu messen sind. Nach Abb. 5.19 würde die Grenze sogar bei 30 Sekunden liegen. Dieses Ergebnis erlaubt es, bei zukünftigen Messungen mit Förstersonden auf Band I zu verzichten und die Periodengrenze auf 10-30 Sekunden zu legen.

Neuere Entwicklungen von Saturationskern-Magnetometern mit ausgesuchten Ring- bzw. Doppelkernen (s. MAIER, 1975 und ERNST, 1986) lassen für die Zukunft jedoch höher auflösende Magnetometer erwarten.

5.5 Von der Tageszeit abhängige Änderungen der Felder

In Kapitel 3.1 wurde die Erscheinung des polaren Elektrojets vorgestellt. In diesem Kapitel sollen die Auswirkungen dieses Stromsystems auf das Datenmaterial untersucht werden.

Abb. 5.20 zeigt 24-stündige Montagen von Zeitreihen, die an den drei Stationen MPRI, EPRI und PLA aufgenommen worden sind. Man beachte, daß die Zeitreihen mit einem 5000 Sekunden Hochpaß gefiltert worden sind und damit keinen Tagesgang aufweisen.

Durch Sortierung der Daten nach der Tageszeit wird ein Maximum der Amplituden zwischen etwa 15.00 UT und 4.00 UT deutlich. Um diesen Effekt quantitativ zu erfassen, wurden für das Magnetfeld und das E-Feld stündliche Aktivitätszahlen errechnet. Die Aktivitätszahlen ergeben sich als die Summe der Beträge der größten und der kleinsten Amplitude einer Stunde, normiert auf die größte Summe innerhalb eines 24 Stunden Intervalls. Abb. 5.21 - Abb. 5.24 zeigen die Ergebnisse.

Bei den Magnetfeldern aller Stationen beginnt der Anstieg der Aktivität nicht vor 16.00 UT und erreicht das niedrige Niveau nicht nach 3.00 UT. Die Zeiten der Maxima streuen für die einzelnen Komponenten und Stationen um durchschnittlich zwei Stunden. Auch bei der Station mit der geringsten Gesamtaktivität (PLA2), bei der der Effekt in der Zeitreihe nicht so deutlich hervortrat, zeigen die

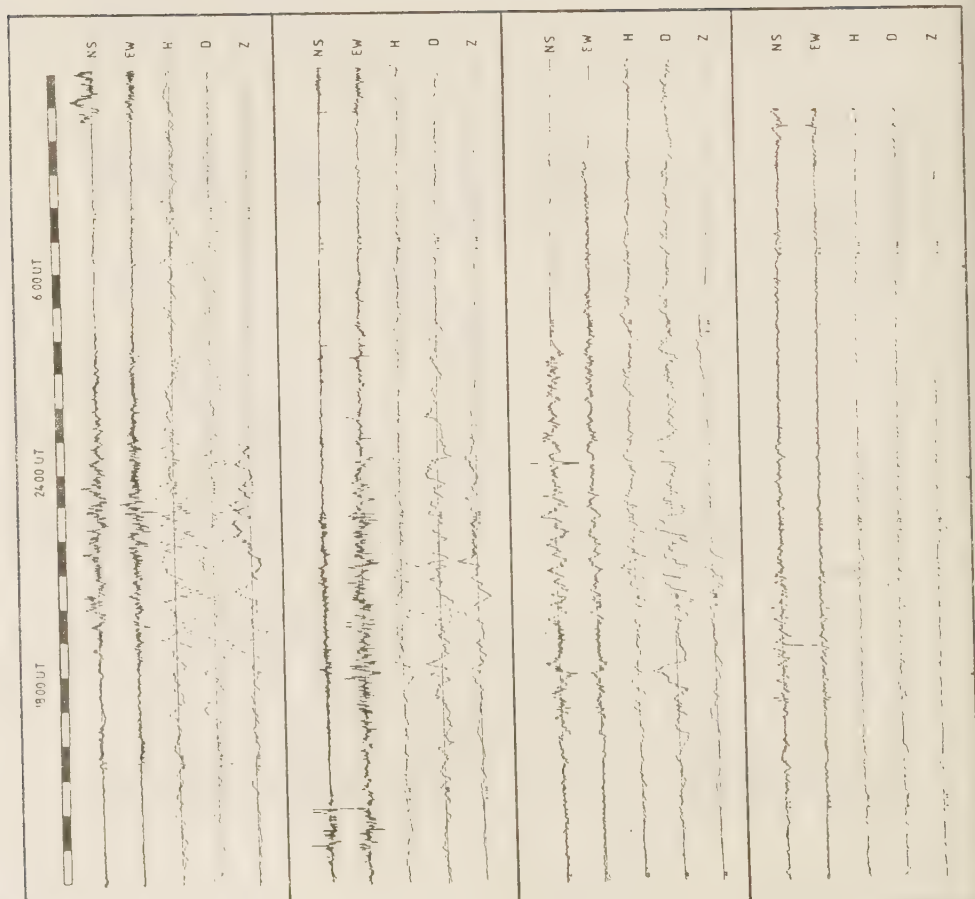


Abb. 5.20: 24-stündige Zeitreihen
für die Stationen MPRI,
EPRI und PLA

PLA2

PLA1

EPRI2

MPRI6

M P R I

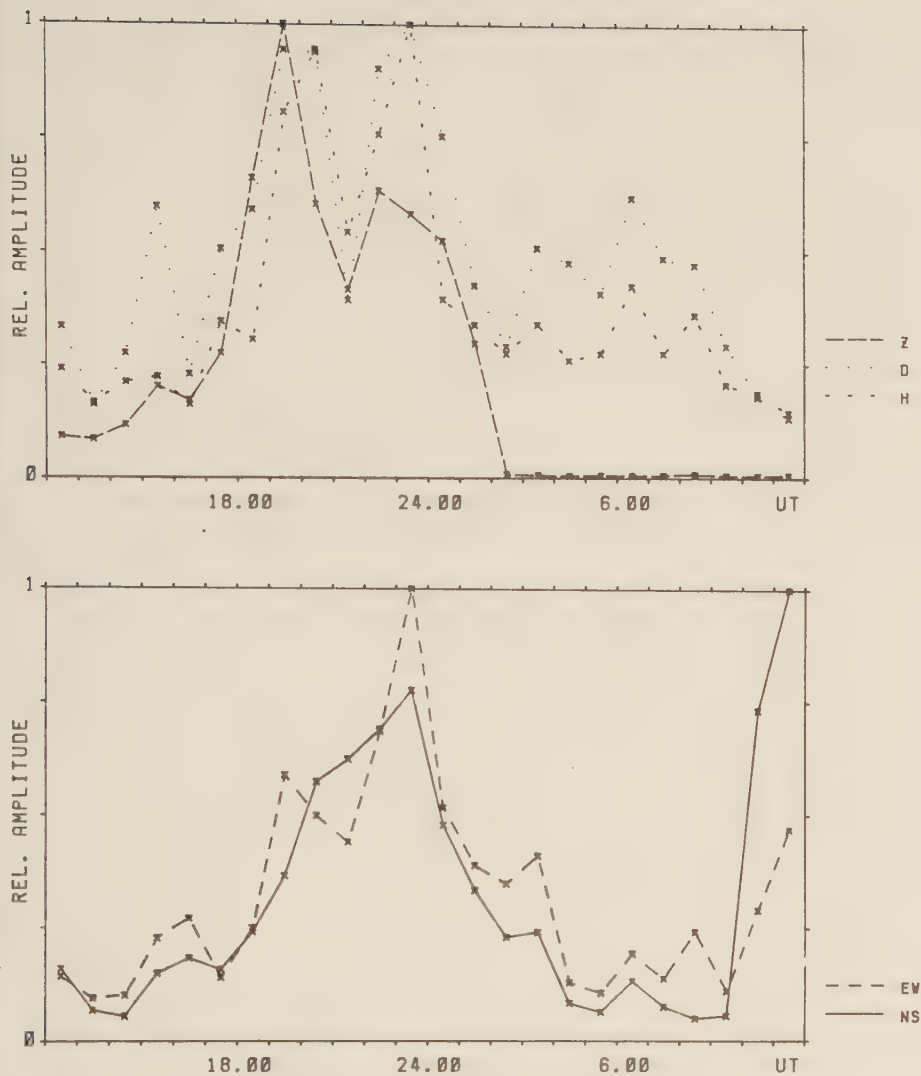


Abb. 5.21: Stündliche, magnetische und elektrische Aktivitätszahlen der Zeitreihe MPRI6 aus Abb. 5.20

E P R I 2

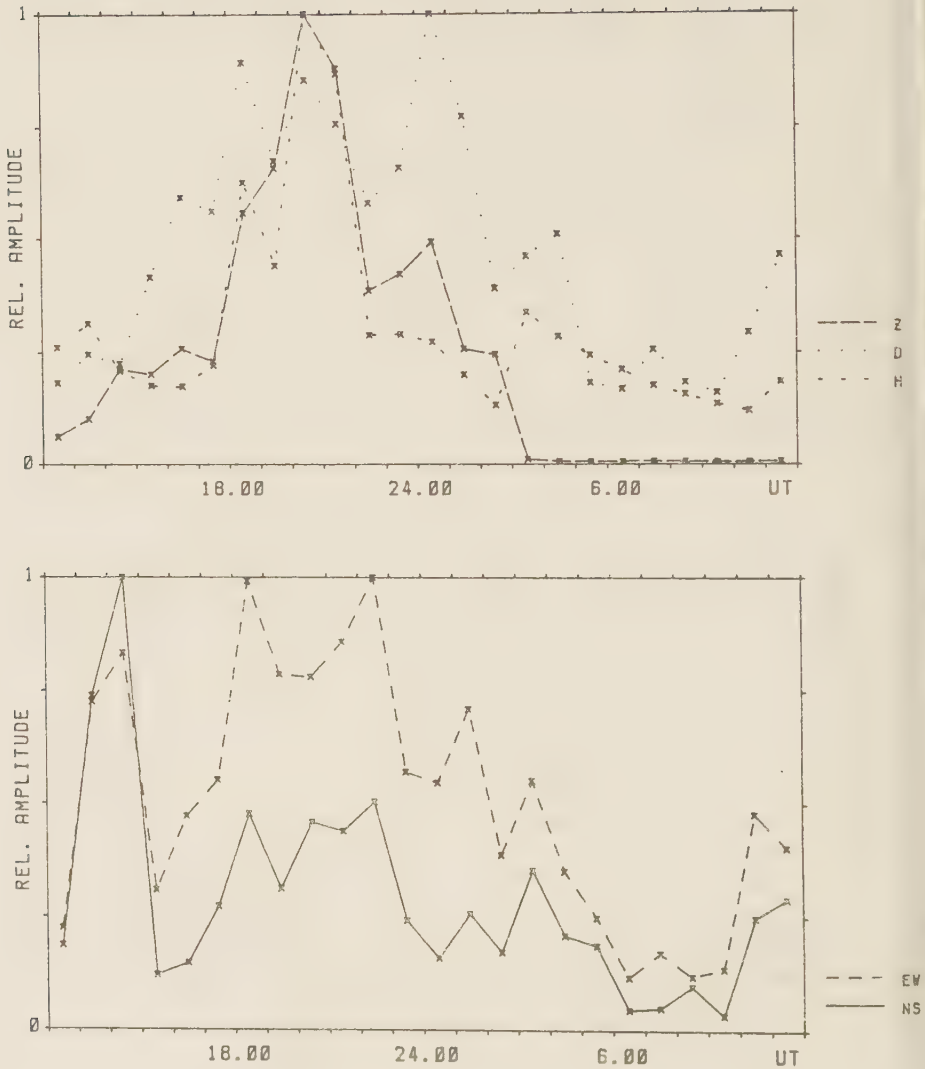


Abb. 5.22: Stündliche, magnetische und elektrische Aktivitätszahlen der Zeitreihe EPRI2 aus Abb. 5.20

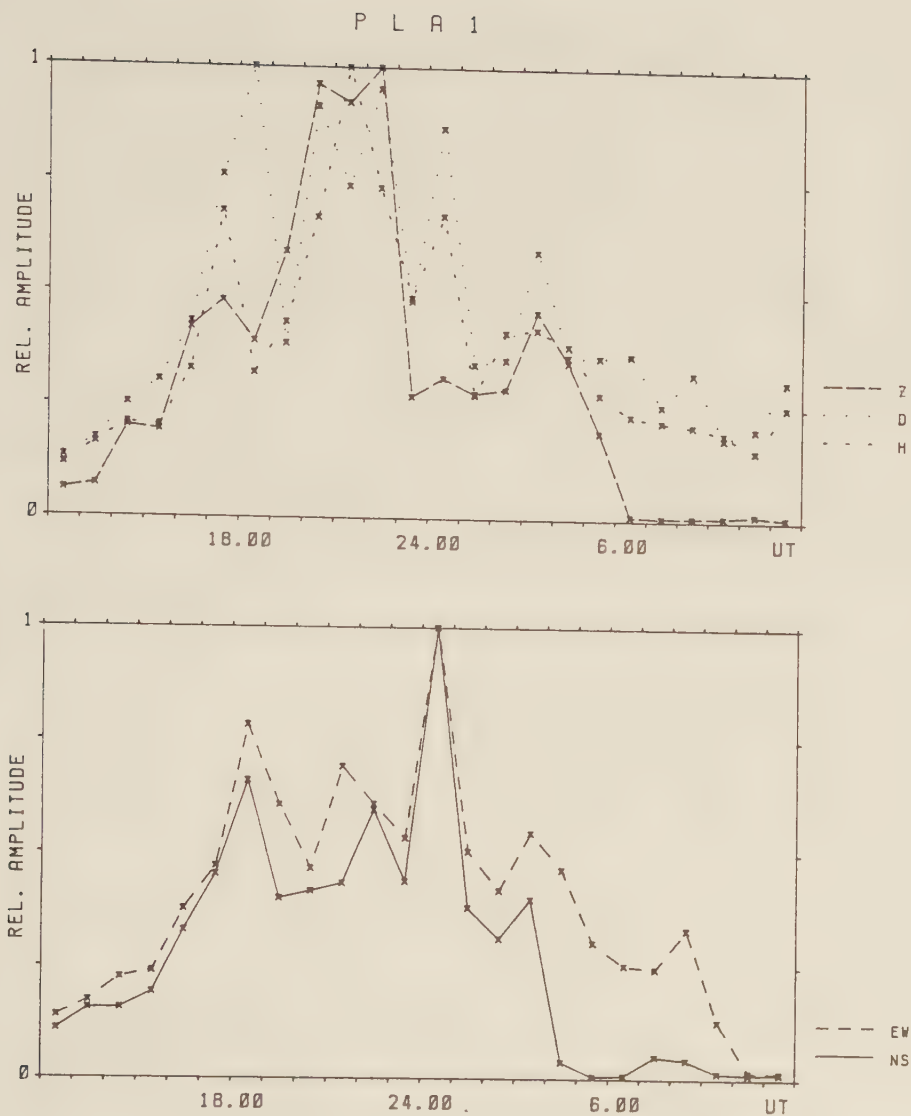


Abb. 5.23: Stündliche, magnetische und elektrische Aktivitätszahlen der Zeitreihe PLA1 aus Abb. 5.20

P L A 2

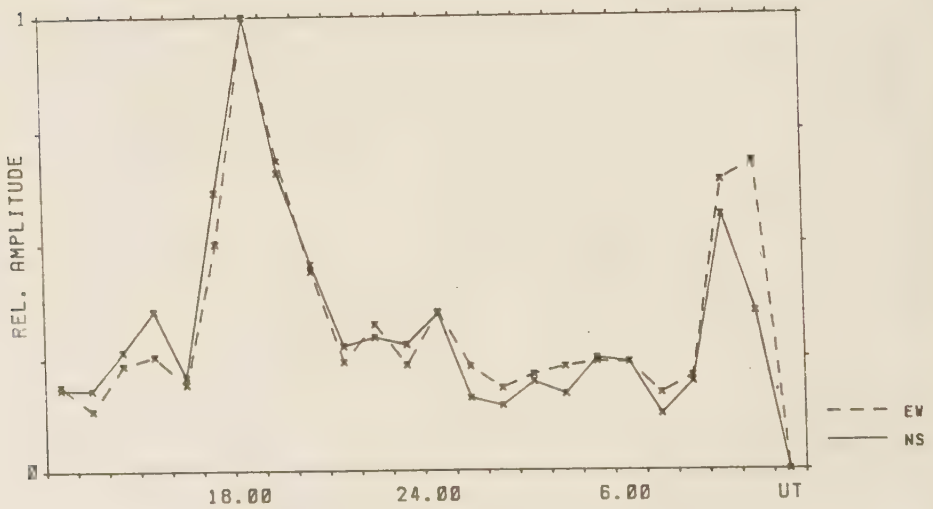
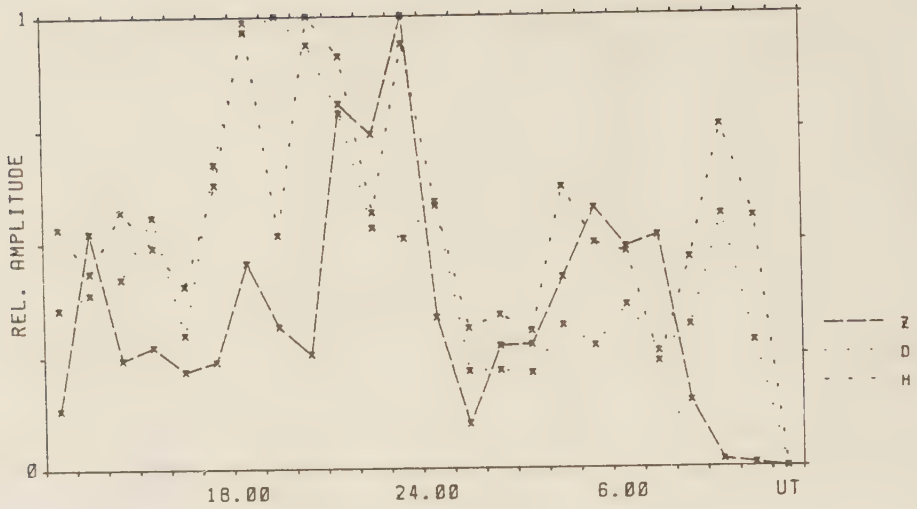


Abb. 5.24: Stündliche, magnetische und elektrische Aktivitätszahlen der Zeitreihe PLA2 aus Abb. 5.20

5. Die Meßkampagne und das Datenmaterial

Aktivitätszahlen ein deutlich ausgeprägtes Maximum im genannten Zeitintervall.

Bei den elektrischen Feldern ist das Maximum nicht so deutlich ausgeprägt. Vielmehr findet man hier kürzere Maxima innerhalb des genannten Zeitraumes, aber auch Nebenmaxima (z.B. MPRI 10.00 UT für NS), die sich außerhalb des Aktivitätsmaximums der Magnetfelder befinden.

In Tab. 5.1 sind die dreistündigen, planetaren Kennziffern dargestellt, die zu den Registrierungen in Abb. 5.20 gehören.

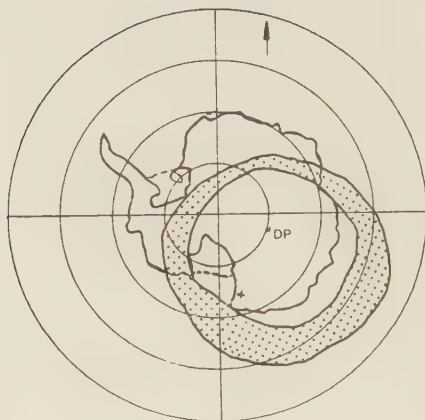
Das globale Aktivitätsniveau wird durch die planetaren Kennziffern recht gut wiedergegeben, d. h. für den 29./30.12.84 (MPRI6) ergeben sich die höchsten Werte, für den 18./19.1.84 die niedrigsten (PLA2). Nicht sehr gut repräsentiert ist dagegen die von der Tageszeit abhängige Änderung der Aktivität. (Maximum zwischen ca. 15.00 UT und 4.00 UT). Sie kann also nicht auf einen planetaren Effekt zurückgeführt werden.

Station	Datum	Tageszeit (UT)					
		12.00			0.00		
MPRI6	29.-30.12.84	3o	3+	4o 4o	3+	4-	4o 3+
EPRI2	13.-14.01.85	3+	3+	3- 2-	1+	3-	2- 2+
PLA1	15.-16.01.85	2o	3+	3o 2o	2+	3o	2+ 2+
PLA2	18.-19.01.85	2-	1+	2o 1+	1-	1-	2o 3-

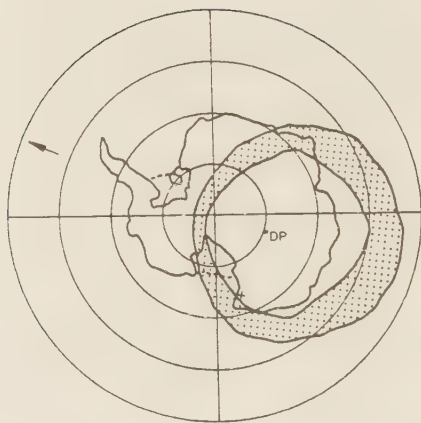
Tab. 5.1: Planetare dreistündige Kennziffern
(Göttingen)

Zur Erklärung der geschilderten Differenzen lag es nahe, den Einfluß des polaren Elektrojets heranzuziehen, da er ebenfalls eine 24-stündige Periodizität hat. Dazu wurde ein Polarlicht-Oval (nach FELDSTEIN in AKASOFU, 1970), das in seiner Größe etwa dem Aktivitätsniveau der planetaren Kennziffern 3-4 entspricht (s. Abb. 3.3) auf eine Karte der Antarktis projiziert und um den Durchstoßpunkt der Dipolachse des Erdmagnetfeldes gedreht (HESSLER, 1970), wie es der täglichen Bewegung des Polarlicht-Ovals relativ zur

12.00 UT



17.00 UT



18.00 UT

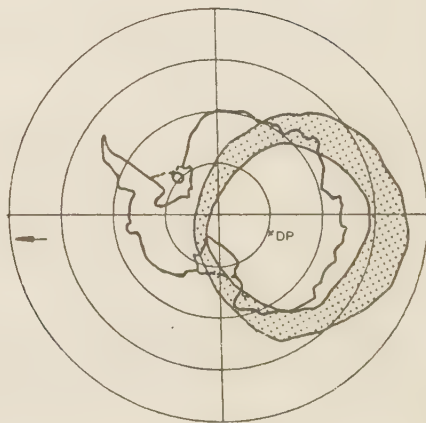
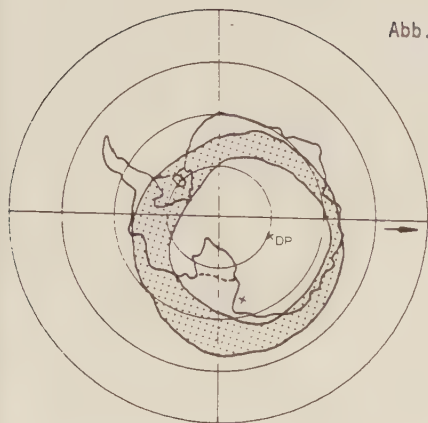


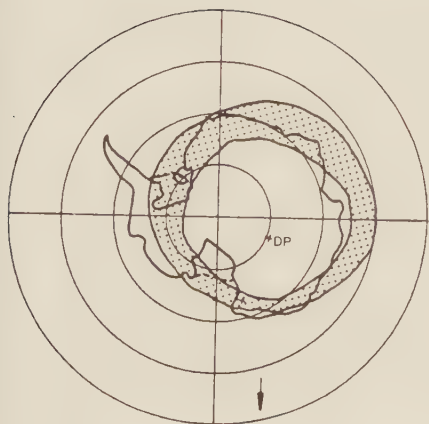
Abb. 5.25: Ungefähre Position des Polarlicht-Ovals
während der angegebenen Tageszeit, relativ
zur Antarktis
--> Richtung Sonne
DP Durchstoßpunkt der Dipolachse
(Geomagnetischer Pol)
x Meßgebiet



6.00 UT



3.30 UT



24.00 UT

Antarktis entspricht (Abb. 5.25). Der Pfeil in Abb. 5.25 zeigt jeweils auf die Sonne. DP markiert den Durchstoßpunkt der Dipolachse (Geomagnetischer Südpol), um den sich das Polarlicht-Oval dreht. x markiert das Meßgebiet.

Im Verlauf eines Tages überstreicht das Jet-System den Meßpunkt. Von 17.00 UT bis 3.30 UT befindet sich das Meßgebiet unterhalb des Polarlicht-Ovals, während es in der restlichen Zeit eine sogenannte "polar cap station" ist.

Die Zeitspanne zwischen Eintritts- und Austrittszeit korreliert perfekt mit dem Aktivitätsmaximum, das sich aus den registrierten Daten ableiten läßt.

Betrachtet man die Zeitreihen in Abb. 5.20 unter diesem Aspekt, so erkennt man auch die deutlich größere Z-Komponente des Magnetfeldes während des genannten Zeitintervalls. Während der Zeiten, in denen sich das Meßprofil innerhalb des Polarlicht-Ovals befindet, ist die Z-Komponente deutlich kleiner, als die zugehörige H- oder D-Komponente des Magnetfeldes. Die großen Amplituden von Z scheinen also dem äußeren Anteil des Magnetfeldes zugeordnet werden zu können. Leider stehen nicht genügend Intervalle mit Z-Komponente zur Verfügung, um diesen Punkt auch quantitativ zu untersuchen.

Als wesentliche Erkenntnis dieser Untersuchung kann man aber festhalten, daß sich der Einfluß des Elektrojets deutlich in den Daten abzeichnet und zwar um so signifikanter, je größer die planetare Aktivität ist. Die errechneten Aktivitätszahlen dagegen sind, auch bei kleinen planetaren Aktivitäten, sensibel für die Effekte des Elektrojets und bieten somit, neben der graphischen Analyse, ein Auswerteinstrument, um auch bei nur einer Registrierstation Aussagen über die Größe der inhomogenen Jetfelder zu machen. Auch für andere magnetische Methoden, wie die Aeromagnetik oder die Bodenmagnetik kann das Verfahren sinnvolle Informationen geben. Einschränkend muß man aber bemerken, daß die planetaren Aktivitätsänderungen natürlich auch in den, aus den Aktivitätszahlen ersichtlichen Tagesgang eingehen und diesen "verfälschen" können.

6. Magnetotellurische Auswertung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Teile der Standardauswertung nach der Methode der Magnetotellurik vom Großrechner Cyber 175 des Leibniz Rechenzentrums der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, München, auf den 16 Bit Kleinrechner Dec LSI 11/23 des Geophysikalischen Observatoriums Fürstentfeldbruck übertragen.

Erst die rasche Entwicklung von Mikrocomputern und Peripheriegeräten der letzten Jahre ermöglichte es, umfangreiche Algorithmen auf einer kleinen Rechanlage zu installieren. Die graphische Darstellung aller Ergebnisse und Zwischenschritte am Bildschirm, zusammen mit den interaktiven Arbeitsmöglichkeiten eines Single User Systems ermöglichen neue Arbeitsweisen bei der Auswertung magnetotellurischer Daten und machen die Einzelschritte transparenter.

Genannt seien z. B. die schnelle Änderung von Kohärenzkriterien zur Datenauswahl und die sofortige Erfolgskontrolle des Kriteriums am Bildschirm durch Betrachten der Widerstands- und Phasenkurven. Der interaktive Dialog mit dem Rechner eröffnet für die Zukunft der magnetotellurischen Datenauswertung neue Möglichkeiten.

Unterstützend tätig bei der Übertragung der Programme waren HOFER (1985) und SCHREIER (pers. Mitteilung). Im Anhang dieser Arbeit ist daher das neue Programmsystem zur Auswertung der Magnetotellurik am Observatorium Fürstentfeldbruck, basierend auf dem bestehenden, Münchner Standardverfahren (HAAK) beschrieben.

Schon zu Beginn der Auswertung des Profils über den oberen Priestley Gletscher zeigte es sich, daß für die Station PRI (s. Abb. 5.3) nur sehr schlechtes Datenmaterial zur Verfügung stand. Zudem waren die Kohärenzen zwischen den Magnetfeldkomponenten H und D und den dazu orthogonalen elektrischen Feldkomponenten EW und NS im gedrehten Koordinatensystem fast durchwegs kleiner als der Erwartungswert für linear abhängige Funktionen (HAAK, 1970).

Die schlechten Daten lassen sich wahrscheinlich auf die meßtechnische Situation an dieser Station zurückführen. Wie im letzten Kapitel beschrieben, wurde an diesem Meßpunkt auf Blankeis mit Messingstiften gemessen, während an allen anderen Stationen im Schnee vergrabene Kupfernetze zum Einsatz kamen.

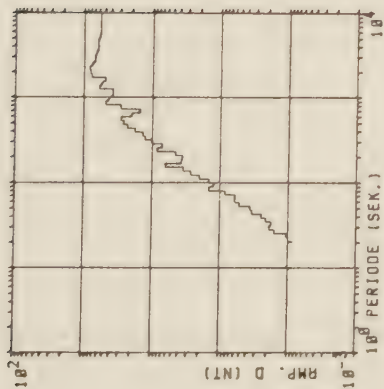
Außerdem befand sich die Station in der Nähe unseres Zeltlagers (150 - 200 m Entfernung), wo Störungen nicht zu vermeiden waren. (Hubschrauber-Starts und Landungen, Generatoren zum Batterieladen).

Die übrigen Stationen zeigten bedeutend bessere Ergebnisse und besonders die Station PLA war sehr stabil. Allen Stationen gemeinsam ist, daß die Quantität der vorhandenen Daten, nach Maßstäben magnetotellurischer Messungen in "normalen" Meßgebieten, zu klein ist (ca. 3.5 Tage Registrierungen pro Meßpunkt). Mit nur einer Meßapparatur war bei der gegebenen Logistik und den klimatischen Bedingungen jedoch nicht mehr erreichbar.

Zunächst sollte untersucht werden, ob sich die Widerstandskurven ändern, wenn das Meßgebietes in den Bereich unter dem polaren Elektrojet gelangt, oder ob sie stabil bleiben würden. Wie die, in Kap. 5.5 geschilderten Untersuchungen gezeigt haben, ist dieses Zeitintervall in den Zeitreihen sehr deutlich zu identifizieren.

Abb. 6.1a - 6.3b zeigen repräsentative Spektren der drei Stationen MPRI, EPRI und PLA für jeweils einen Zeitraum, in dem sich die Station unterhalb und innerhalb des Polarlicht-Ovals befand. Für alle Stationen gilt, daß die Amplituden des Magnetfeldes in der Zeit unterhalb des Jetsystems etwa eine halbe Dekade größer sind, als zu den Zeiten außerhalb des Jets. Bei dem Beispiel von PLA ist die Zunahme bei langen Perioden größer, als bei kurzen. Bei den anderen Stationen und bei anderen Intervallen, der gleichen Station, ist die Zunahme frequenzunabhängig. Am Beispiel der Station PLA sollen nun die Einflüsse des Jets auf die Widerstandskurven abgeschätzt werden. Abb. 6.4 zeigt vier Kurven für die Station PLA, die aus dem

MPRI6 .003



MPRI6 .003

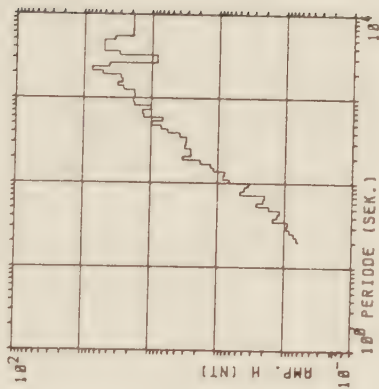
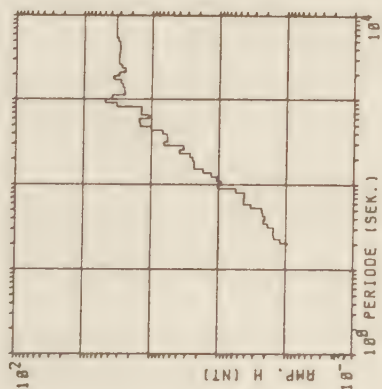
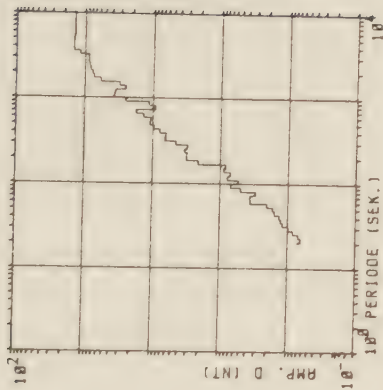
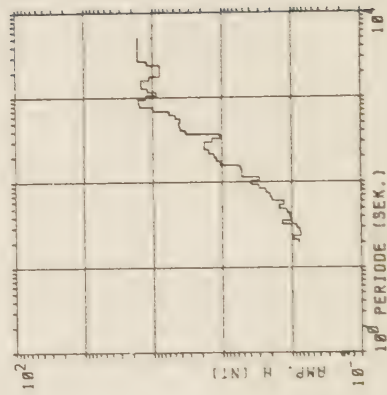
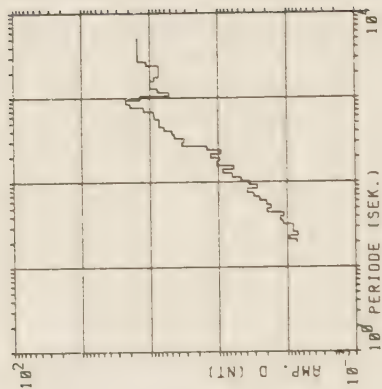


Abb. 6.1: Spektren der Station MPRI
(a) unterhalb
(b) innerhalb des Polar-
licht-Ovals

EPR12 .001



EPR12 .003

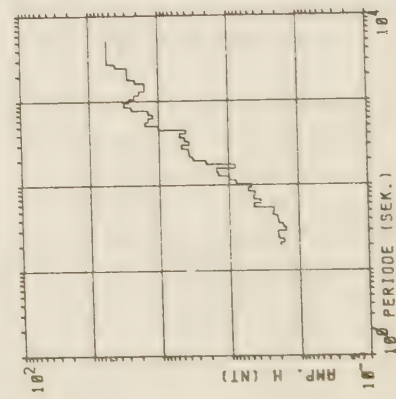
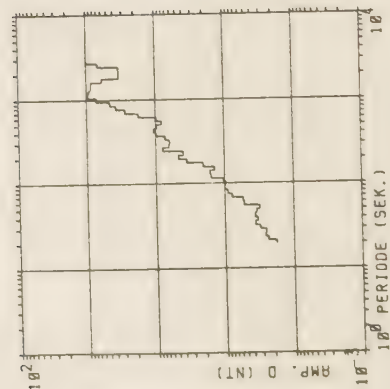
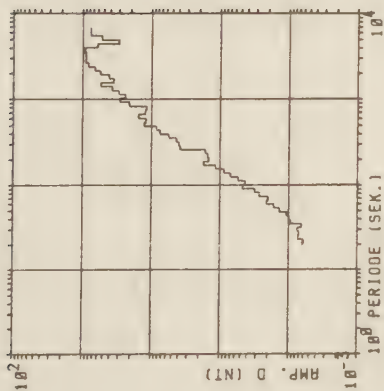


Abb. 6.2: Spektren der Station EPRI
(a) unterhalb
(b) innerhalb des Polarlicht-Ovals

PLA1 .003



PLA2 .005

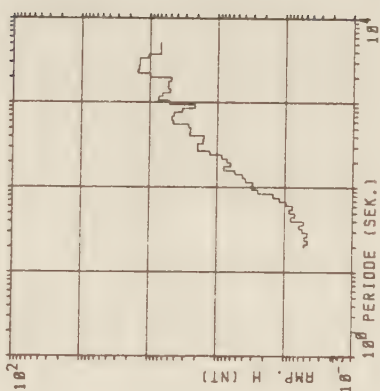
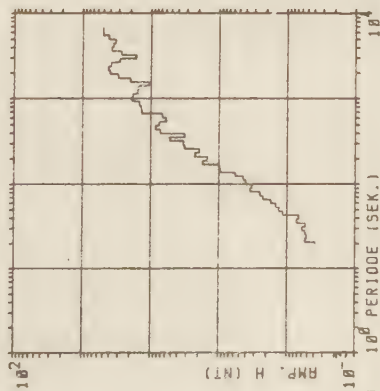
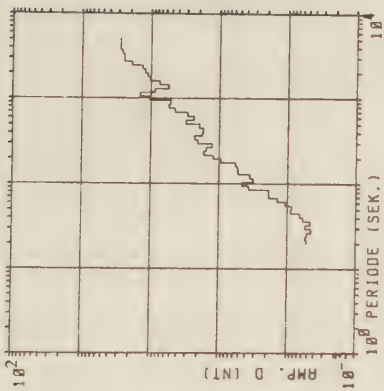


Abb. 6.3: Spektren der Station PLA
(a) unterhalb
(b) innerhalb des Polar-
licht-Ovals

PLA 2.03A

PLA 2.005

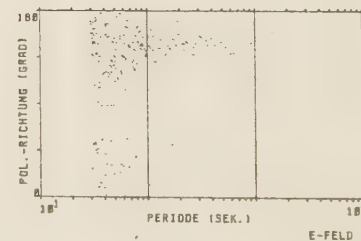
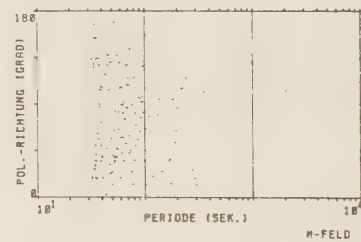
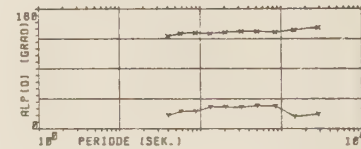
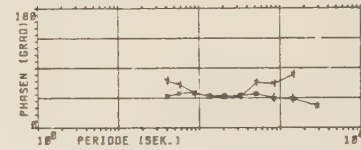
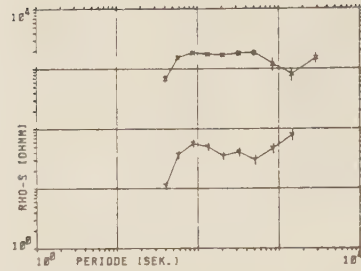
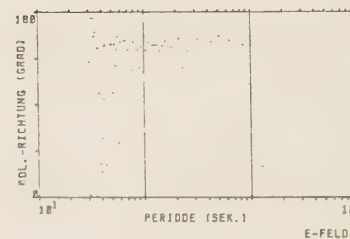
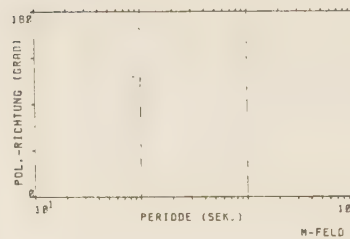
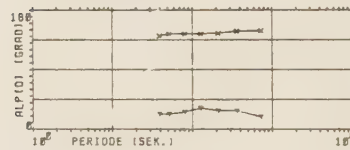
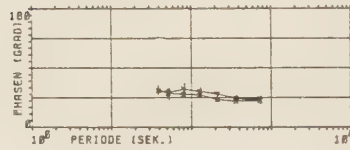
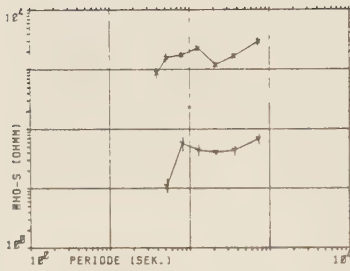
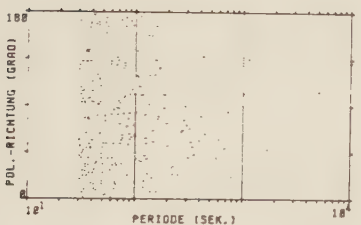
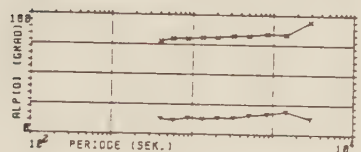
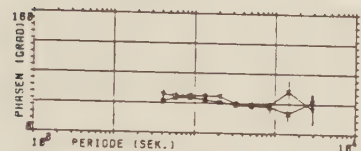
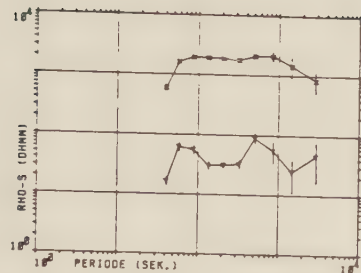


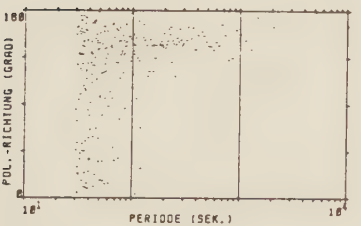
Abb. 6.4: Auswertung von 4 Intervallen, in denen sich die Station unterhalb des Polarlicht-Ovals befindet

x: Parallel zur Vorzugsrichtung
y: Senkrecht zur Vorzugsrichtung

PLA 1 . 0 2 A

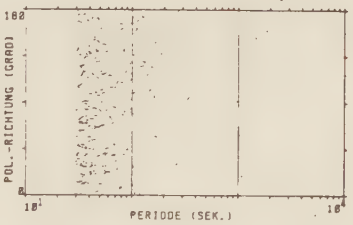
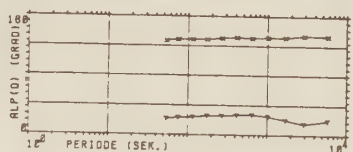
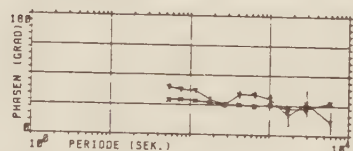
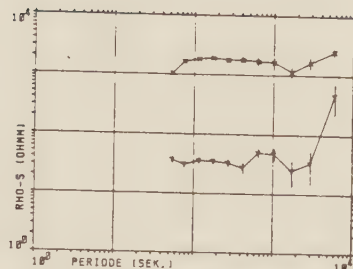


M-FELD

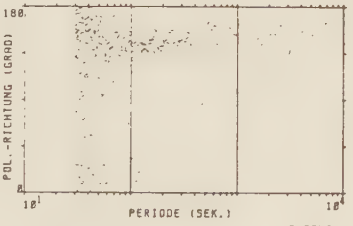


E-FELD

PLA 2 . 0 0 2



M-FELD



E-FELD

PLA 2. 03 B

PLA 2. 00 4

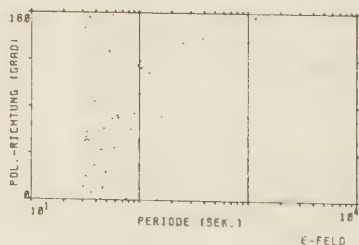
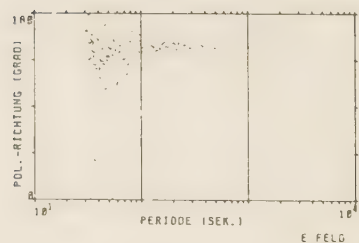
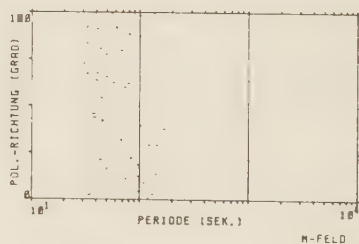
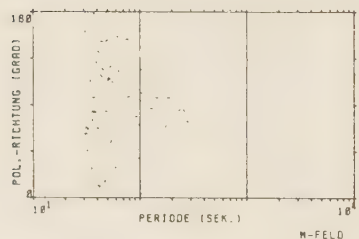
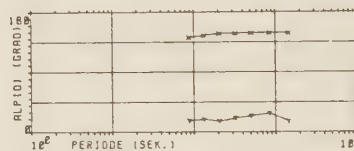
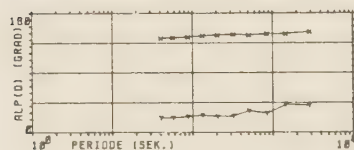
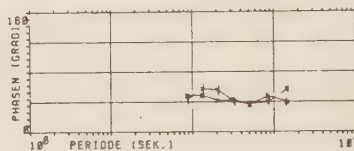
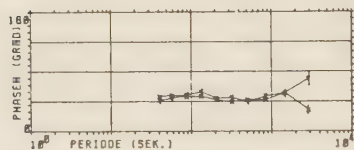
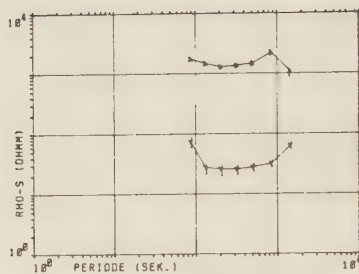
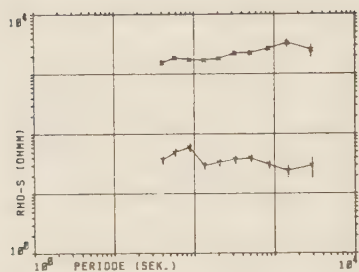
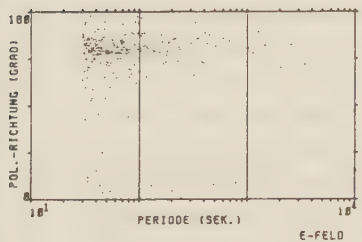
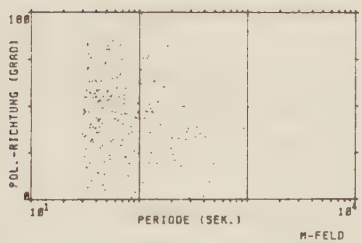
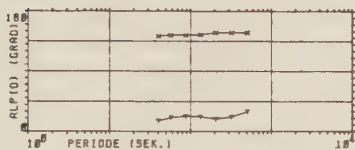
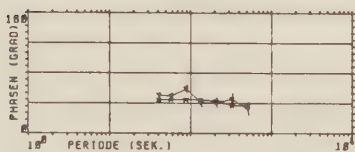
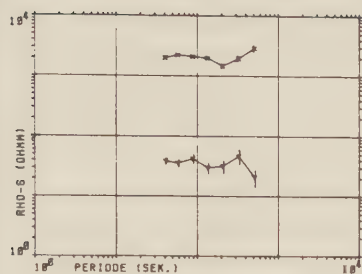


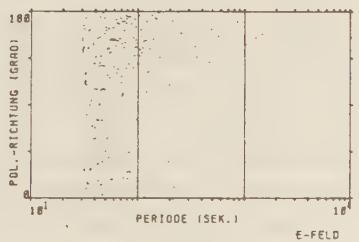
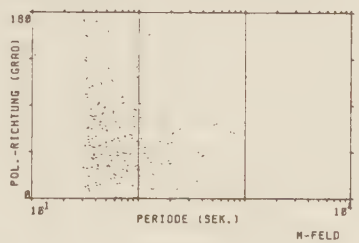
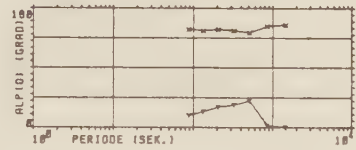
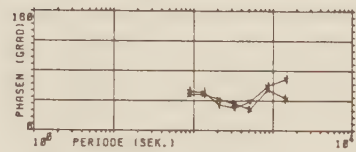
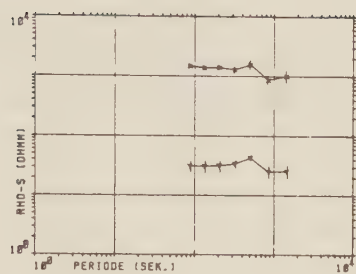
Abb. 6.5: Auswertung von 4 Intervallen, in denen sich die Station innerhalb des Polarlicht-Ovals befindet

x: Parallel zur Vorzugsrichtung
y: Senkrecht zur Vorzugsrichtung

PLA 1.005



PLA 2.001



Zeitintervall stammen, in dem sich das Meßgebiet nicht im Bereich des Polarlicht-Ovals befand. Die Kurven errechneten sich jeweils aus 256 bis 2048 Fourierkoeffizienten. Dargestellt sind für jedes Intervall (von oben nach unten) gegen die Periode: die Widerstandskurve, die Phasenkurve, die Drehwinkel für das elektrische (x) und das magnetische Feld (y) und die Polarisationsrichtung für das magnetische und das elektrische Feld (s. SENGPIEL, 1968).

Man sieht eine deutliche Aufspaltung der Widerstandskurven. Die Phasen sind meist größer, als 45° . Die Kurven der Teilintervalle streuen etwas, vor allem am langperiodischen Ende, wo der Freiheitsgrad bei der Ausgleichsrechnung (weniger Fourierkoeffizienten) geringer wird.

Die Drehwinkel für das elektrische und magnetische Feld sind konstant über alle Perioden. Das elektrische Feld ist für die Perioden bis etwa 80 Sekunden stark polarisiert. Die Polarisations-Richtung ist gleich der Drehrichtung des Impedanztensors, wie es die Theorie erwarten läßt.

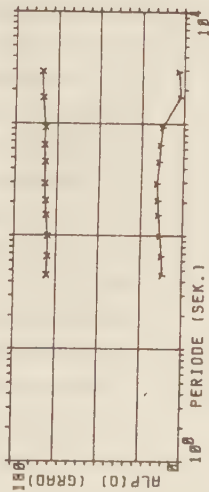
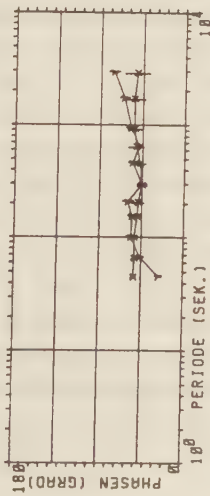
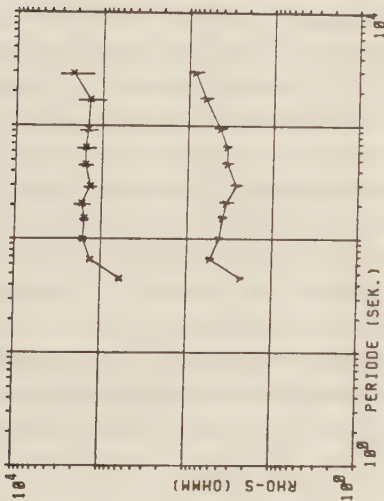
Das Magnetfeld ist nicht polarisiert und zeigt alle Anregungsrichtungen. Ein Trend mit der Periode ist nicht erkennbar. Dies ist, wie schon weiter oben erwähnt wurde, eine wichtige Voraussetzung für die Lösbarkeit des magnetotellurischen Gleichungssystems (lineare Unabhängigkeit).

In Abb. 6.5 sind vier äquivalente Intervalle ausgewählt worden, die an Station PLA registriert worden sind, während sich die Meßstation unmittelbar unterhalb des Jetsystems befand.

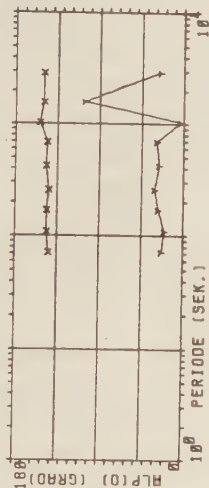
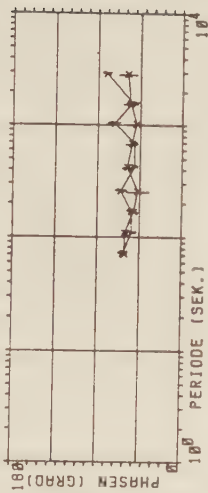
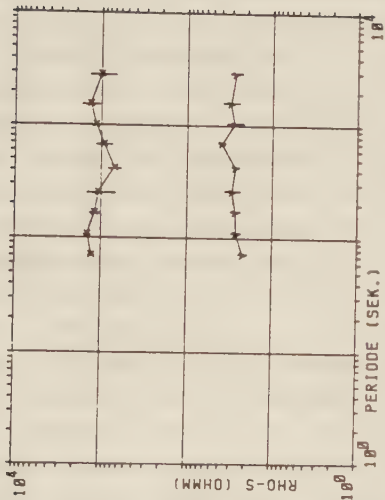
Die Widerstands- und Phasenkurven zeigen gleiche Größenordnung und Gestalt, wie die Kurven in Abb. 6.4. Auch die Schwankung der Kurven von Intervall zu Intervall ist ähnlich. Die Drehrichtungen sind ebenfalls konstant mit der Periode und haben die gleichen Werte, wie in Abb. 6.4. Lediglich die beiden letzten Winkel für das Magnetfeld bei Intervall PLA2.001 weichen davon etwas ab.

Die elektrischen Felder sind wieder stark polarisiert. Nur bei den Polarisations-Richtungen der Magnetfelder könnte man eine Bevorzugung gewisser Quadranten konstatieren.

PLA. MAX



PLA. MIN



x: Parallel zur Vorzugsrichtung
y: Senkrecht zur Vorzugsrichtung

Abb. 6.6:

Ergebnisse der Magnetotellurik
für eine Zeit der maximalen
Stromdichte (PLA. MAX) und ei-
nen, dazu um 12 Stunden ver-
schobenen Zeitraum (PLA. MIN)

Zwar sind die Richtungen immer noch gleichmäßig verteilt, jedoch liegen die meisten Winkel für PLA2.001 und PLA1.005 innerhalb des Bereiches von 0° - 90° und für PLA2.003B innerhalb 70° - 110° .

Insgesamt erweisen sich die Widerstandskurven als unerwartet stabil, wenn das Meßgebiet in den Bereich unter dem polaren Elektrojet eindringt. Wenn überhaupt, so sind in der Polarisations-Richtung des Magnetfeldes Änderungen der Gleichverteilung zu erkennen.

In Kapitel 3.1 wurde erwähnt, daß eine starke Bündelung des Stromsystems in der Ionosphäre auf der Nachtseite (0 Uhr-4 Uhr lokale "Dipolzeit") existiert. Dort sind die größten Inhomogenitäten des Stromsystemes zu erwarten. Der PEJ ähnelt dann lokal einem Linienstrom. Für die Zeit der maximalen Inhomogenität (PLA.MAX) und eine, um 12 Stunden differierende Vergleichszeit (PLA.MIN) wurden daher die Daten nochmals ausgesucht und verarbeitet, um eventuelle Einflüsse des PEJ zu erkennen.

In Abb. 6.6 ist das Ergebnis dargestellt. Es handelt sich um zeitlich sortierte und dann gestapelte (s. Anhang) Intervalle.

Die Kurven weichen nur wenig voneinander ab. PLA.MAX zeigt keine Effekte, die man von einem Linienstrom über der Meßstation erwarten würde. Lediglich beim Drehwinkel des Magnetfeldes bei PLA.MIN ist ein "Ausreißer" zu sehen.

Dieses Ergebnis läßt sich verstehen, wenn man nochmals Abb. 5.25 betrachtet. Dort sieht man, daß sich das Meßgebiet während der Zeiten der maximalen Bündelung des Elektrojets (etwa 12.00 UT - 17.00 UT) nicht unterhalb des Polarlicht-Ovals befindet.

Die bisherigen Ergebnisse seien nochmals zusammengefaßt. Die Widerstandskurven scheinen inhomogener Anregung gegenüber relativ unempfindlich zu sein, oder anders ausgedrückt, die zweifelsohne vorhandene Inhomogenität verändert die Widerstandskurven nicht sehr.

Dies wird auch durch die theoretischen Arbeiten SCHMUCKERS (1980), die in Kapitel 3.1 vorgestellt wurden gestützt. Erst bei quadratischen und höheren Inhomogenitäten ändert

6. Magnetotellurische Auswertung

sich der scheinbare spezifische Widerstand der Magnetotellurik.

Zur Abschätzung der Inhomogenität können Aktivitätszahlen (s. Kap. 5.5) dienen, die aber von der planetaren Aktivität überlagert werden. Viel besser wäre die Parallelregistrierung der Magnetfelder mit einem zweiten Magnetometer auf anderer geomagnetischer Breite und gleicher geomagnetischer Länge. Bei meridionaler Aufstellung können aus den Registrierungen die Kennziffern AE (s. AKASOFU & CHAPMAN, 1972) abgeleitet werden, die die Intensität der Horizontal-Komponente des polaren Elektrojets, also des inhomogenen Anteils des Quellenfeldes, in nT angeben.

Aus den vorgenannten Untersuchungen lassen sich einige Regeln ableiten, die bei zukünftige Messungen im Bereich des polaren Elektrojets gelten sollten:

Zunächst sollte immer eine geographische Analyse des Meßgebietes stattfinden, wie sie in Kap. 5.5 beschrieben wird, um die Tageszeiten zu kennen, in denen sich das Meßgebiet unterhalb des Jet Systems befindet. Beachtet werden muß hierbei die unterschiedliche Größe des Polarlicht-Ovals, abhängig von der planetaren Gesamtaktivität. Zur exakten Bestimmung der Tageszeiten eignen sich dann die Magnetogramme selbst (Aktivitätszahlen).

Dann sollten die Ergebnisse von Zeiten verglichen werden, in denen sich das Meßgebiet zum einen unterhalb und zum anderen nicht unter dem Polarlicht-Oval befunden hat. Erkennt man deutliche Unterschiede, so sollte man gestörte Intervalle ausscheiden.

Ein möglicher weiterer Parameter zu Ausscheidung von Registrierungen kann eine ausgeprägte Polarisations-Richtung im Magnetfeld sein. Diese Überlegungen gelten verstärkt für solche Stationen, die sich während der maximalen Bündelung des Elektrojets unterhalb des Polarlicht-Ovals befinden.

Während der gesamten Meßzeit im Nord Victoria Land traten nur Kp's von 2 bis 4 auf, so daß nur der mittlere Teil des planetaren Aktivitätsspektrums beobachtet werden konnte. Es ist aber durchaus wahrscheinlich, daß man bei hohen

globalen Aktivitäten noch andere Effekte beobachten kann. Bei den Registrierungen fällt dazu auf, daß die Widerstandskurven von Einzelintervallen der Stationen MPRI und EPRI viel stärker streuen, als die der Station PLA. Gleichzeitig sieht man aus Abb. 5.25, daß die Aktivität bei den ersten beiden Stationen deutlich höher war ($K_p \approx 4$), als bei der letzten ($K_p \approx 2$). Wegen der relativ niedrigen Gesamtzahl der Stationen und der kurzen Registrierdauer pro Station kann die Abhängigkeit der Ergebnisse von der Aktivität jedoch nicht sicher beurteilt werden.

Die folgenden drei Abbildungen (6.7-6.9) zeigen die Ergebnisse der magnetotellurischen Ausgleichsrechnung für die Stationen MPRI, EPRI und PLA, die unter Einbeziehung aller geeigneter Intervalle berechnet wurden.

Die Kurven zeigen alle eine Aufspaltung der Impedanz-Tensorelemente. Jedoch verlaufen beide Kurven meist parallel. Lediglich bei der Station MPRI sieht man Abweichungen von der Parallelität. Die Stationen MPRI und EPRI zeigen einen stärkeren Abfall des spezifischen Widerstandes zu langen Perioden hin, als PLA. Zwischen MPRI und EPRI springt die größere Komponente des Impedanztensors um etwa eine Dekade.

Die Phasen liegen für die Station MPRI und EPRI, vor allem bei mittleren Perioden, höher, als bei PLA. Sie fallen von MPRI über EPRI zu PLA um etwa 15° . Bei allen Stationen steigen die Phasen am langperiodischen Ende an, obwohl die Widerstandskurven noch nicht entsprechend abnehmen.

Die Vorzugsrichtung des erdelektrischen Feldes springt zwischen EPRI und PLA von Werten um 80° - 90° auf etwa 145° .

Bevor mit der Interpretation dieser Kurven begonnen werden kann, muß noch auf ein Phänomen hingewiesen werden, das die Magnetotellurik-Auswertung wesentlich erschwert. Kleinräumige Einlagerungen in der Deckschicht von untersuchten Gebieten führen zur Änderung des großräumigen, tellurischen Feldes. Die hierdurch erzeugten Änderungen des scheinbaren spezifischen Widerstandes faßt man unter

M P R I . S U M

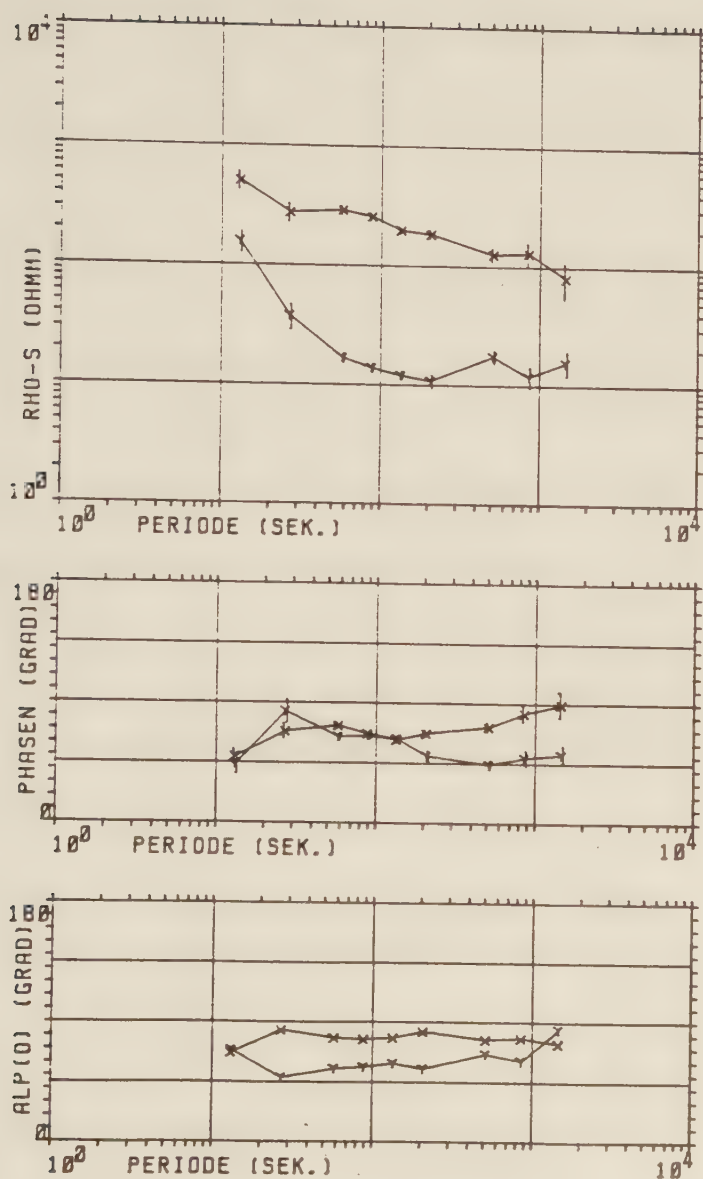


Abb. 6.7: Ergebnisse der magnetotellurischen Ausgleichsrechnung für die Station MPRI

x: Parallel zur Vorzugsrichtung
y: Senkrecht zur Vorzugsrichtung

E P R I . S U M

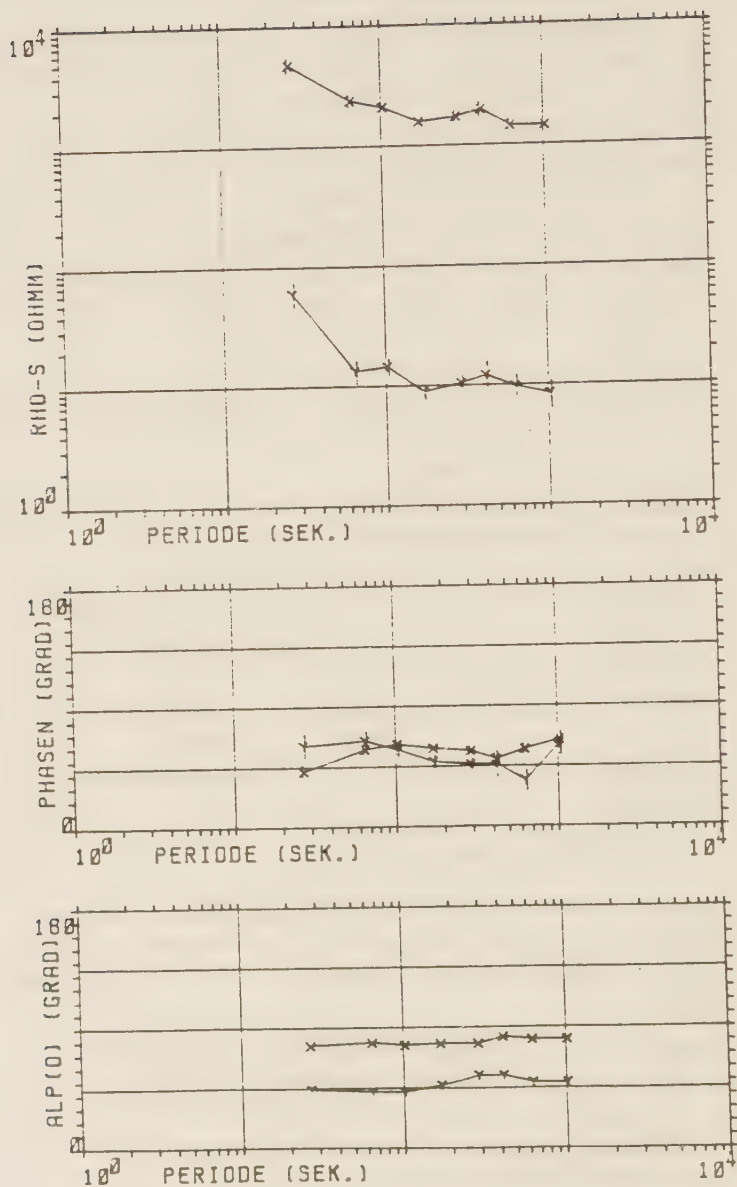


Abb. 6.8: Ergebnisse der magnetotellurischen Ausgleichsrechnung für die Station EPRI

x: Parallel zur Vorzugsrichtung
y: Senkrecht zur Vorzugsrichtung

P L A . S U M

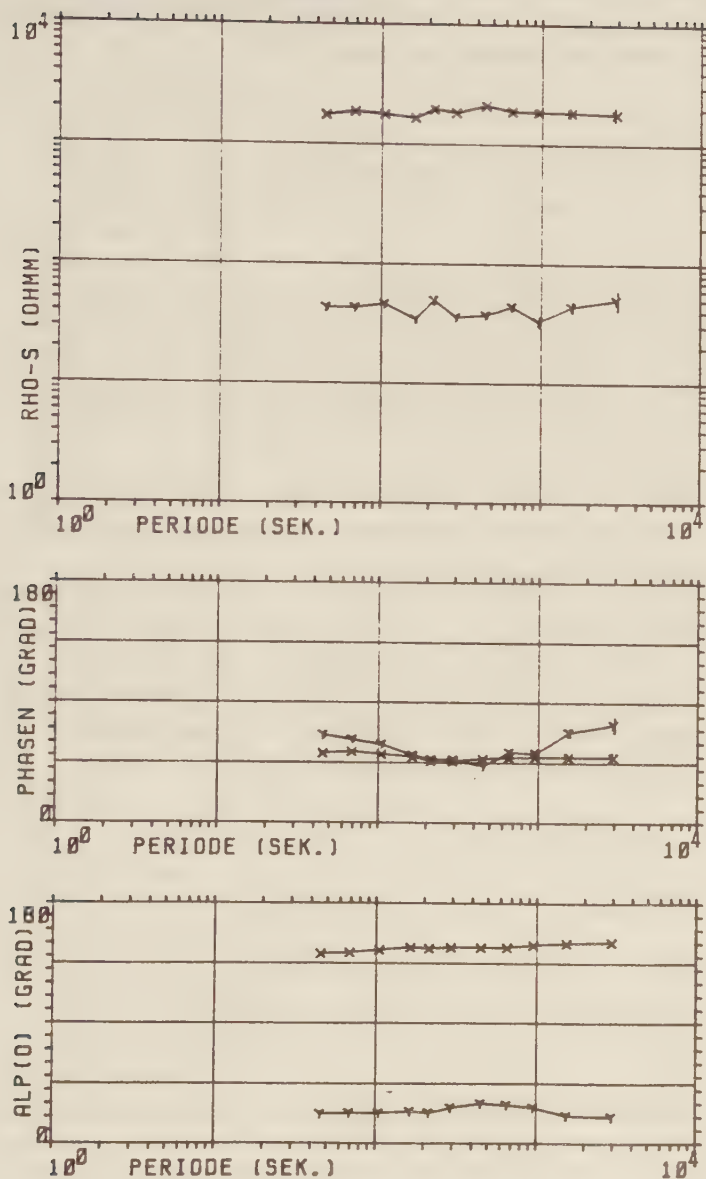


Abb. 6.9: Ergebnisse der magnetotellurischen Ausgleichsrechnung für die Station PLA

x: Parallel zur Vorzugsrichtung
y: Senkrecht zur Vorzugsrichtung

dem Begriff "Verzerrung" des Impedanztensors zusammen. Mathematisch läßt sich die Verzerrung als Multiplikation zweier Tensoren darstellen (BAHR, 1985):

$$Z^* = A * Z = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} z_{11} & z_{12} \\ z_{21} & z_{22} \end{pmatrix}$$

Der Tensor A wird als Verzerrungstensor bezeichnet. Für viele Strukturen vereinfacht sich das Gleichungssystem. Ein Beispiel ist die sogenannte "Gleichstromverzerrung", bei der die Verzerrung des Impedanztensors durch eine dünne Schicht, örtlich variabler, integrierter Leitfähigkeit verursacht wird.

Die Elemente a_{ij} der Verzerrungsmatrix sind dann reell (--> kein Einfluß auf die Phase, daher Gleichstromverzerrung).

Bisher sind zwei Wege beschritten worden, um den ungestörten Impedanztensor zu erhalten. KEMMERLE (1977) versuchte es mit Hilfe von Gleichstrom-Geoelektrik, LARSEN (1977) schlug vor, die rein magnetisch gewonnene Übertragungsfunktion im tagesperiodischen Bereich zu benutzen. Beide Verfahren erfordern hohen meßtechnischen Aufwand.

7. Interpretation und Modelle

7.1 Modelle zum Einfluß der Eisbedeckung

Zunächst soll untersucht werden, inwieweit eine Eisbedeckung von mehreren Kilometern die gemessenen Impedanzwerte beeinflusst.

Vergleicht man die Eindringtiefe der Felder (berechnet nach der Faustformel $d = \frac{1}{2}\sqrt{\rho T}$) mit der maximalen Dicke des Eises im Untersuchungsgebiet, läßt das eine erste Abschätzung zu. Für einen spezifischen Widerstand von $67000 \Omega m$ (s. Kap. 3.2) und die kürzeste gemessene Periode (3 Sek.) ergibt sich eine Eindringtiefe von etwa $d = 224 \text{ km}$. Die größten Eisdicken, die in der Antarktis zu erwarten sind, sind jedoch nur 3 bis 4 km.

Schon diese überschlägige Rechnung zeigt, daß die Eis- und Schneebedeckung als eine dünne Deckschicht betrachtet werden kann.

Um den Einfluß der Eisbedeckung quantitativ angeben zu können, wurde ein einfaches Leitfähigkeitsmodell (Sedimentbecken im schlechter leitenden Grundgebirge) jeweils ohne, mit 1 km und mit 3 km Eisbedeckung gerechnet. Abb. 7.1 und Abb. 7.2 zeigen Widerstands- und Phasenkurven für die Modelle an den Punkten A, B und C.

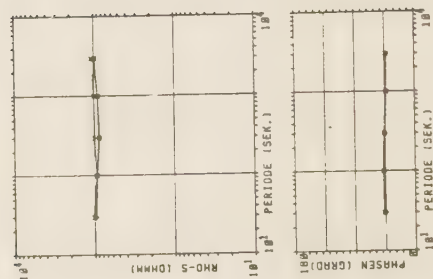
Für den Fall der E-Polarisation (TE-Mode) weichen die Modelle nur wenig voneinander ab (Abb. 7.1). Am größten sind die Differenzen im Bereich von Punkt B, also im Gebiet der Leitfähigkeitsänderung.

Bei der B-Polarisation (TM-Mode) verhält es sich ähnlich (Abb. 7.2). Nur direkt über der Leitfähigkeitsgrenze (Punkt B) existieren große Abweichungen der Kurven voneinander.

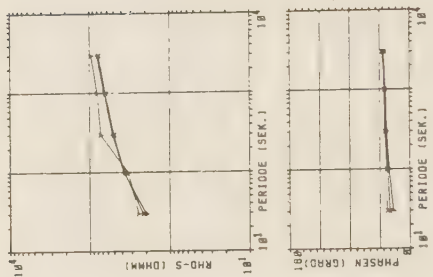
Da die, zum Streichen der Leitfähigkeitsanomalie normalen E-Feldkomponenten unstetig sind, springt auch das Verhältnis von E/H an dieser Stelle und damit auch die Impedanz (s. Abb. 7.3).

Folgerichtig erwartet man an der Unstetigkeitsstelle der

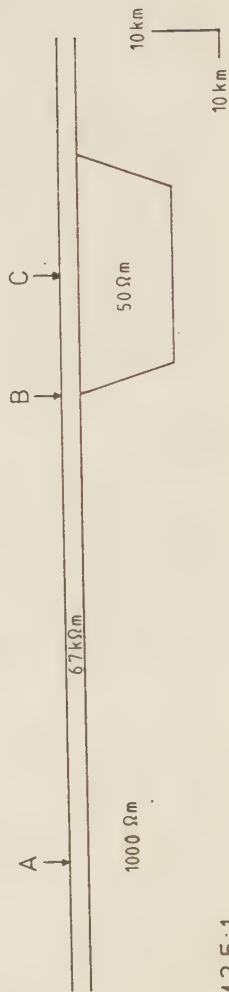
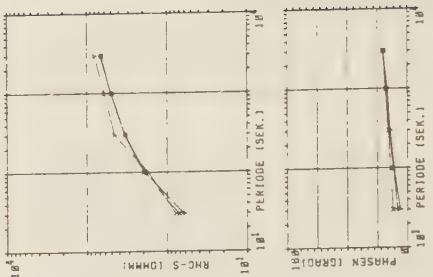
TE-MODE PUNKT A



TE-MODE PUNKT B

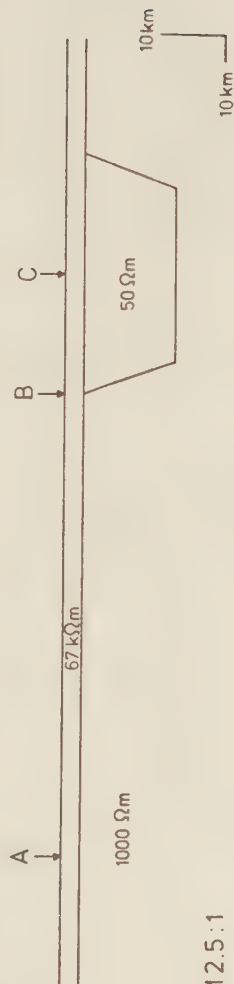
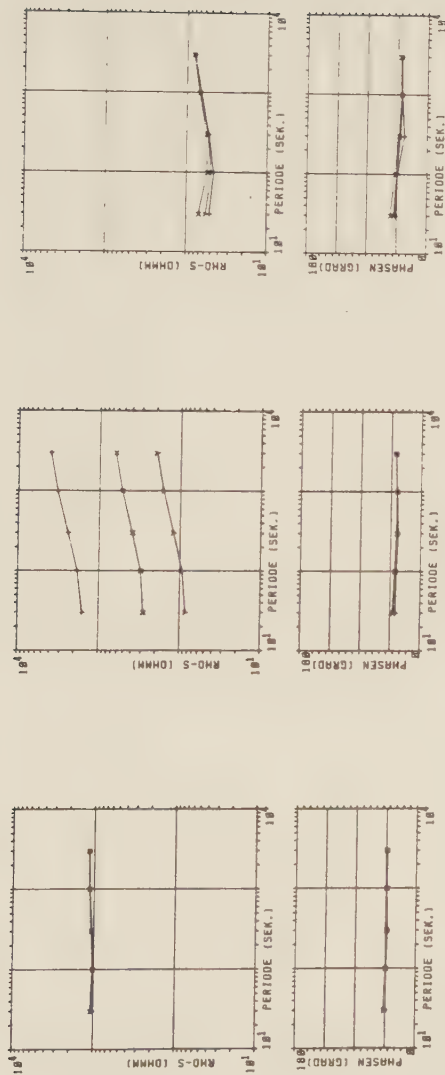


TE-MODE PUNKT C



M2.5:1

Abb. 7.1: Modell zum Einfluß der Eisbedeckung, TE-Mode



M 2.5 : 1

Abb. 7.2: Modell zum Einfluß der Eisbedeckung, TM-Mode

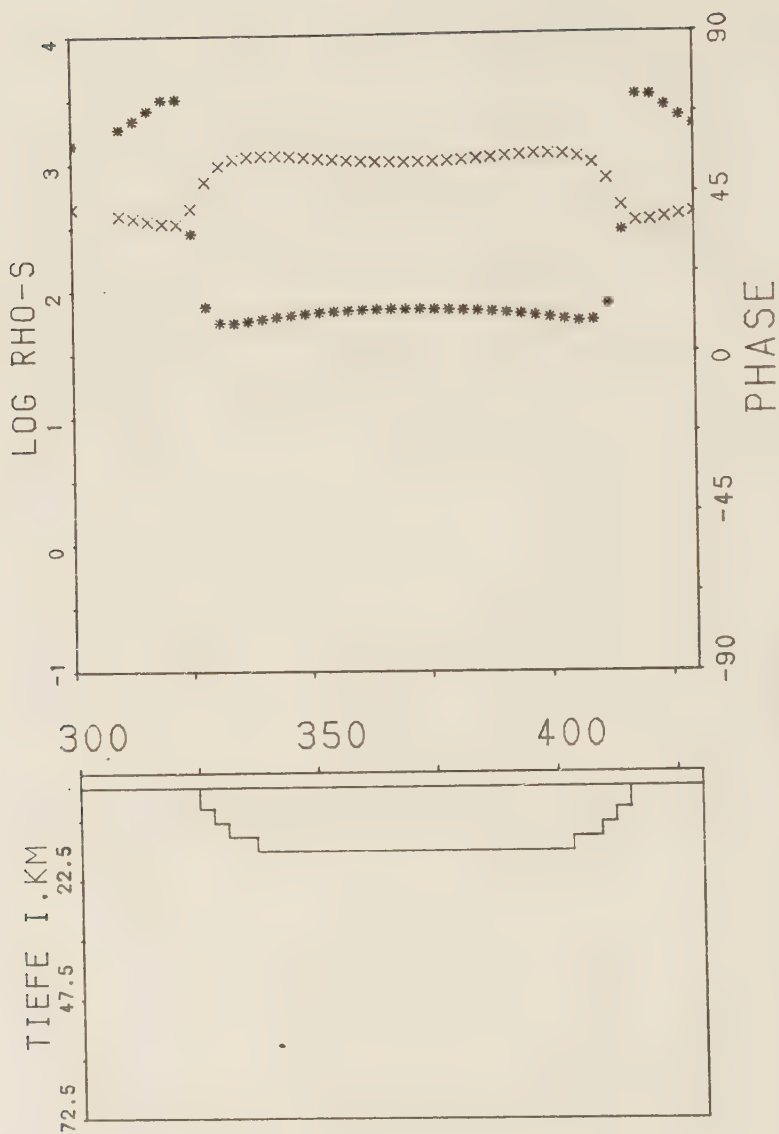


Abb. 7.3: Das Modell aus Abb. 7.1 u. 7.2 im Ortsbereich
 x: Phase
 *: Widerstand

Funktion die größten Abweichungen. Die Phasen ändern sich jedoch bei allen Modellen, auch über der Leitfähigkeitsgrenze, nur sehr wenig.

Die Berechnungen zeigen, daß der Einfluß der hochohmigen Deckschicht nicht immer vernachlässigt werden kann. Wenn die Widerstandskurve die erste Schicht an den meisten Punkten auch nicht "sieht", so gibt es doch kritische Stellen an den Leitfähigkeitsgrenzen. Dies gilt vor allem für den Fall der B-Polarisation. Für geringere Eismächtigkeiten, wie sie am Rand der Antarktis auftreten (wenige 100 m), kann man den Einfluß vernachlässigen. Beachtet werden müssen aber Effekte der "Gleichstromverzerrung", wenn die Deckschicht nicht homogen ist, sondern lateral variiert.

Im Fall des Transantarktischen Gebirges ist sicher mit "Gleichstromverzerrung" zu rechnen, da dort die Täler mit Eis bedeckt sind, während die Bergspitzen daraus hervorstehen. Das führt zu starken Leitfähigkeits-Kontrasten.

7.2 Leitfähigkeitsmodell für den oberen Priestley Gletscher

Bevor versucht wird, die in Kap. 6 vorgestellten Meßkurven zu interpretieren, sollen die, von anderen geowissenschaftlichen Methoden bekannten Ergebnisse über das Meßgebiet dargestellt werden.

Der Meßort befindet sich am Rand des Transantarktischen Gebirges. Im Westen schließt sich das Gebiet des alten, ostantarktischen Schildes an. Die genaue Grenze zwischen beiden Einheiten ist noch umstritten.

Im Bereich des oberen Priestley Gletschers findet man vor allem Granite, im unteren Teil Schiefer. Unmittelbar neben der Meßstation PRI ist Gabbro aufgeschlossen (ROLAND, pers. Mitteilung).

Die Gletscher folgen, wie in jedem Gebirge, dem Verlauf der Täler und nutzen schwächere Gesteinseinheiten für Durchbrüche. THIERBACH und DRUIVENGA (pers. Mitteilung) führten Radar-Eisdickenmessungen (RES = Radar Echo Sounding) an jedem Meßpunkt des MT-Profiles durch. Als Eismäch-

tigkeit wurde jeweils der erste erkennbare Reflex ausgewertet, d. h. die Werte stellen Mindesteismächtigkeiten dar (es ist bekannt, daß es viele eisinterne Reflektoren im polaren Gletschereis gibt).

In Abb. 7.4 wurden die Eisdicken zu einem Schnitt durch den Gletscher benutzt, obwohl ich mir bewußt bin, daß punktuell Messungen den Verlauf der Eismächtigkeit nicht vollständig wiedergeben können. Für die integrative Methode der Magnetotellurik ist das Modell jedoch ausreichend.

Als letztes sei die aeromagnetische Vermessung des Arbeitsgebietes genannt, die das Hauptprogramm der Ganovex IV Expedition darstellte. Abb. 7.5 zeigt einen Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte, die die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, zusammen mit dem US Geological Survey erstellt hat (DÜRBAUM & TESSENSOHN, 1986).

Trägt man die Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes für die magnetotellurischen Meßpunkte in eine Karte ein, so ergibt sich Abb. 7.6. Zwischen der Station EPRI und PLA sieht man einen Sprung der Vorzugsrichtung um etwa 60° . Drehungen der Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes deuten auf Leitfähigkeitsgrenzen im Untergrund hin (HAAK, 1978). Das Phänomen ist seit langem bekannt und tritt z. B. am Alpennordrand sehr prononciert auf. Wegen der, für das elektrische Feld $\underline{E}$ und die Stromdichte $\underline{j}$ gültigen Randbedingungen (Tangentialkomponenten des elektrischen Feldes und Normalkomponenten der Stromdichte stetig) und dem verallgemeinerten Ohmschen Gesetz $\underline{j} = \sigma \underline{E}$ stellt sich die Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes im guten Leiter parallel zur Leitfähigkeitsgrenze und im schlechten Leiter senkrecht dazu ein.

Betrachtet man Abb. 7.6, so fällt auf, daß die Vorzugsrichtung für die Stationen PRI, MPRI und EPRI, die innerhalb des Priestley Gletschers stehen, senkrecht zum Streichen des Gletschers ist, während die Vorzugsrichtung bei PLA ungefähr parallel dazu steht.

Offensichtlich drückt sich hier der Leitfähigkeitskontrast eisgefüllter Gletscher/Gebirgskette (Eis/Gestein) aus.

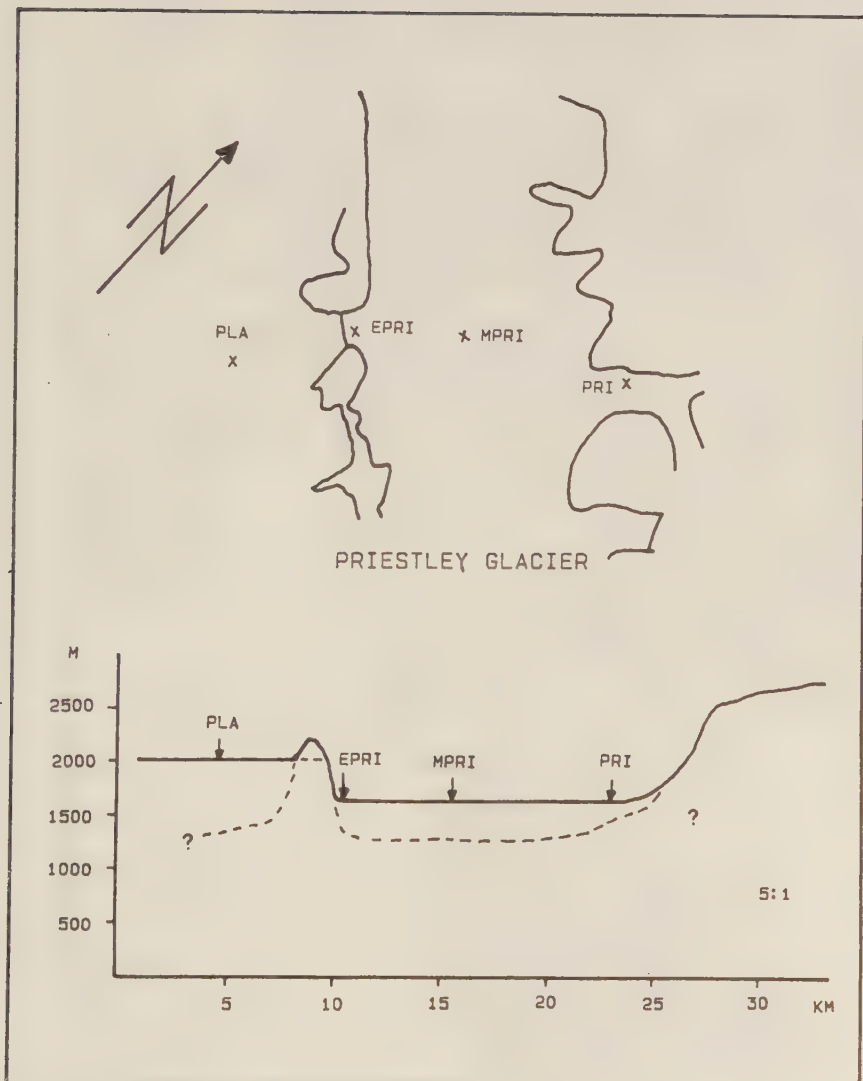


Abb. 7.4: RES-Profil entlang der Meßstationen. Eisdicken von THIERBACH & DRUIVENGA



Abb. 7.5: Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte des Nord Victoria Landes (BGR, USGS, ergänzt)
 Skizziert: Priestley Gletscher mit Drehwinkeln der maximalen Kohärenz

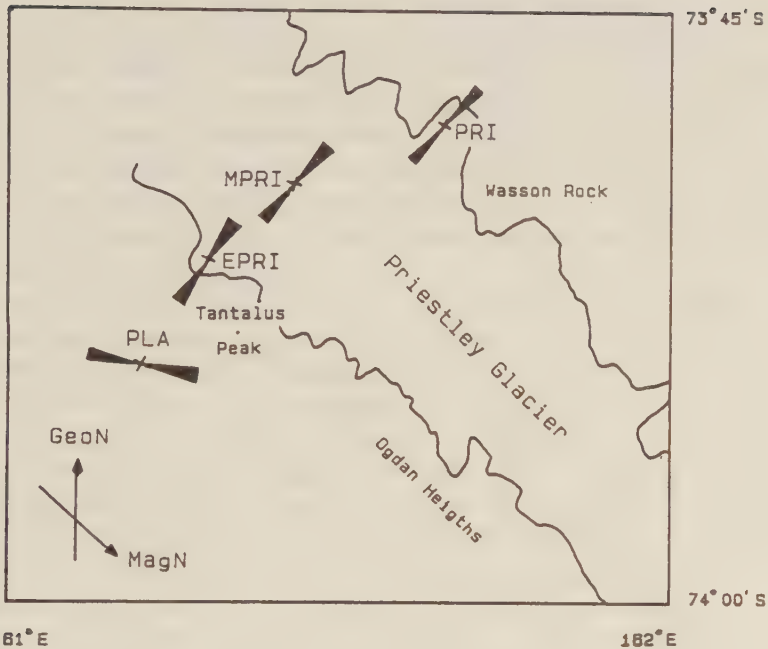


Abb. 7.6: Vorzugsrichtungen des erdelektrischen Feldes

Während der anstehende Granit Leitfähigkeiten von wenigen 1000 Ωm aufweist, ist der spezifische Widerstand von Eis 67000 Ωm . Der Leitfähigkeitskontrast ist also etwa 1:20. Die Station PLA befindet sich nicht mehr vollständig im "guten Leiter" und so beginnt die Vorzugsrichtung schon wieder in die, zum Streichen des Priestley Gletschers senkrechte Richtung zu drehen.

Die Änderung der Vorzugsrichtung soll daher mit der Leitfähigkeitsänderung der obersten Schichten erklärt werden, ein Phänomen, das von BEBLO (1974) auch in den Alpen gefunden wurde.

Im Gegensatz dazu kann man den Drehwinkel des magnetischen Feldes benutzen, um Aussagen über den tieferen Untergrund zu machen. Nach dem Induktionsgesetz sind induzierendes magnetisches Feld und induziertes elektrisches Feld ortho-

gonal. Dies gilt zunächst nur für den Fall des homogenen Halbraumes. CAGNIARD (1953) hat die Orthogonalität auch für den eben geschichteten Untergrund gezeigt. Mit der Drehung des Koordinatensystems in die Streichrichtung einer zweidimensionalen Leitfähigkeitsanomalie und der damit verbundenen Entkopplung der Gleichungssysteme in den Fall der E-Polarisation und den der B-Polarisation, gelingt es auch für zweidimensionale Verhältnisse im Untergrund, die Orthogonalität der Felder zu erzeugen.

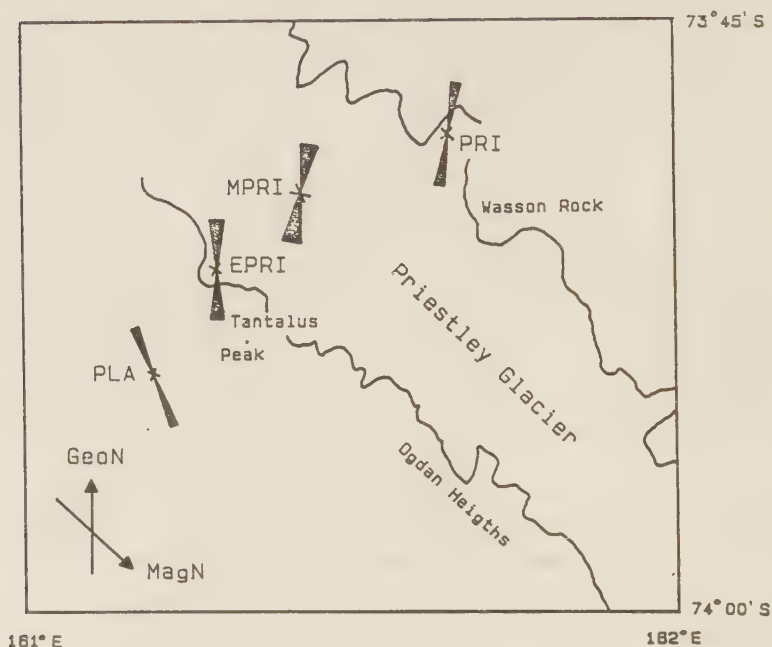


Abb. 7.7: Drehwinkel der maximalen Kohärenz zwischen orthogonalen elektrischen und magnetischen Feldkomponenten

Aus diesem Sachverhalt leitet sich die Methode der maximalen und minimalen Kohärenz von HAAK (1970) ab, bei der der Winkel der maximalen Kohärenz zwischen einer Magnetfeldrichtung und der dazu maximal korrelierten E-Feldkomponenten gesucht wird. Um diesen Winkel wird dann das Magnetfeld

gedreht.

BEBLO (1974) untersuchte die Abhängigkeit dieses Winkels von der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund und fand heraus, daß der Drehwinkel des Magnetfeldes sehr viel weniger von oberflächennahen Strukturen beeinflusst wird, als die Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes. Der innere Anteil des Magnetfeldes, den diese Strukturen erzeugen ist offensichtlich gering im Verhältnis zu den induzierenden äußeren Anteilen und den im gesamten Induktionsraum erzeugten inneren Anteilen.

Abb. 7.7 zeigt nun die Drehwinkel der maximalen Kohärenz des Magnetfeldes an den vier Stationen. Man erkennt, daß der Sprung in der Richtung zwischen der Station PLA und EPRI hier nicht mehr auftritt. Vielmehr drehen die Richtungen langsam von 50° - 60° E nach 20° - 30° E (magnetisches Koordinatensystem, Deklination etwa 135°). Diese Richtung entspricht ziemlich genau der Streichrichtung der langwelligsten aeromagnetischen Anomalie (ca. 15° E magnetisch bzw. 150° E geographisch) in diesem Gebiet, wie man aus der aeromagnetischen Karte in Abb. 7.5 erkennen kann. Vergleicht man diese Koinzidenz mit den geologisch-tektonischen Ergebnissen für den weiter nördlich liegenden Teil des Nord Victoria Landes, der bei früheren Ganovex Expeditionen schon untersucht wurde, so ergibt sich diese Richtung auch als generelle Streichrichtung tektonischer Linien in diesem Gebiet (s. Abb. 2.5 u. 2.6).

So folgen die Rennick-Aviator-Linie (Abb. 7.8) und damit die drei großen mineralogisch-tektonischen Terranes, Roberts Bay Terrane, Bowers Terrane und Wilson Terrane dieser Streichrichtung.

Im vorigen Kapitel wurde gezeigt, daß die absolute Größe der Leitfähigkeit und die wahre Tiefe durch die Verzerrung des Impedanztensors, ohne zusätzliche Messungen, nicht feststellbar ist. Der Verlauf der Leitfähigkeits-Tiefenverteilung bleibt jedoch erhalten. Ungestört sollten auch die Phasenkurven sein ("Gleichstromverzerrung").

Wegen dieser Überlegungen scheint es wenig sinnvoll zu sein, größere, zweidimensionale Modelle zu errechnen. Daher

7. Interpretation und Modelle

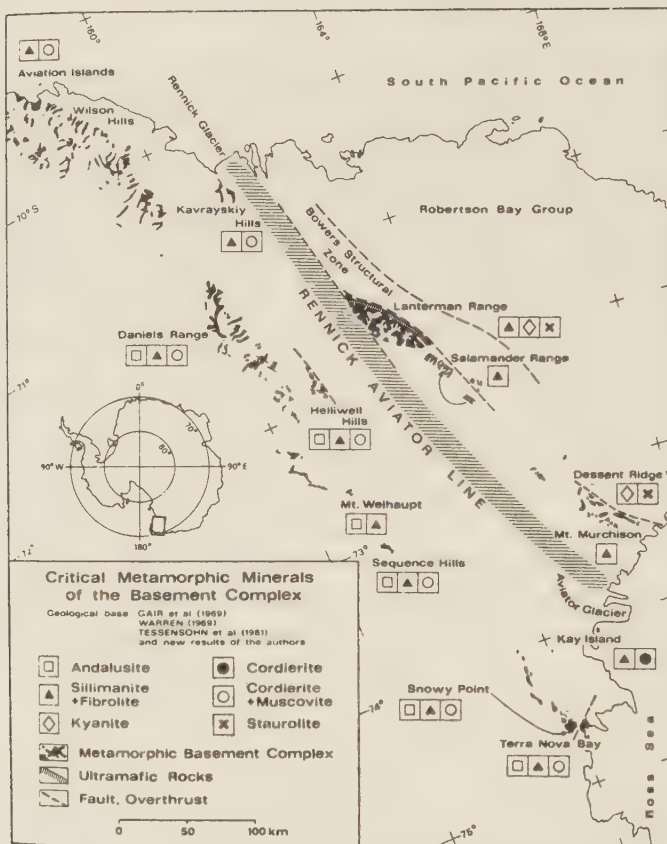


Abb. 7.8: Die "Rennick Aviator Line" (aus GREW, KLEINSCHMIDT & SCHUBERT, 1984)

wurde an dieser Stelle auf solche "Spekulationen" verzichtet. Vorgestellt werden soll jedoch ein, nach dem g^*/z^* -Algorithmus berechnetes eindimensionales Modell für die Station MPRI (kleine Komponente), das in Abb. 7.9 zu sehen ist.

Das Modell zeigt zunächst einen starken Abfall der Leitfähigkeit nach hohen Startwerten. In 25 km - 50 km Modelltiefe folgt eine Schicht erhöhter Leitfähigkeit. Nach einem Sprung zu schlechterer Leitfähigkeit, nimmt die Leitfähigkeit nahezu kontinuierlich mit der Tiefe zu.

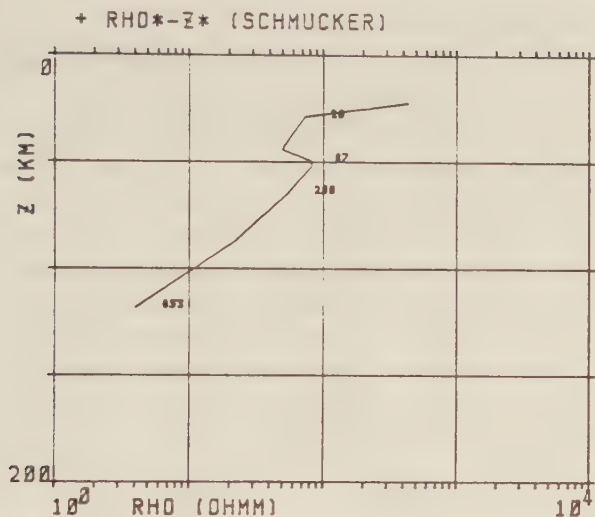


Abb. 7.9: Modell nach dem ρ^*/z^* -Verfahren (SCHMUCKER)
für die Station MPRI

Der gute Leiter des Modells repräsentiert die hohen Phasenwerte in Abb. 6.7 (10-200 Sek.). Betrachtet man nochmals die Ausgangskurven (Abb. 6.7-6.9), so sieht man, daß der gute Leiter offensichtlich in die Tiefe abtaucht. Das Maximum der Phasen verschiebt sich von 60 Sekunden für MPRI nach 100-150 Sekunden für EPRI und ist bei PLA nicht mehr zu sehen. Auch die Größe des Maximums der Phasen nimmt von EPRI (75°) über MPRI (60°) zu PLA (50°) stetig ab. Die starke Änderung der Phasen von Station zu Station, innerhalb von 10 km Profillänge, läßt darauf schließen, daß die Tiefe des guten Leiters wesentlich geringer ist, als sie in Abb. 7.9 erscheint. Ein guter Leiter in 25 km - 50 km Tiefe müßte auch an der Station PLA noch in den Phasenkurven zu sehen sein.

Nimmt man aber stark überhöhte E-Feldwerte (und damit auch stark überhöhte g -Werte) durch die hochohmige Eisbedeckung an, so erklärt sich dieser Effekt, da niedrigere g -Werte

zu geringeren Eindringtiefen führen.

Bei genauerer Betrachtung der Ergebnisse lassen sich auch Effekte erkennen, die auf drei-dimensionale Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund schließen lassen. So kann man den Verlauf der Phasenkurven in Abb. 6.7 (Anstieg der Komponente parallel zur Vorzugsrichtung des E-Feldes am langperiodischen Ende) nicht mehr ein- oder zwei-dimensional erklären. Auch die langsame Drehung des Winkels der maximalen Kohärenz zwischen E-Feld und Magnetfeld (Abb. 7.7) ist ein Hinweis auf drei-dimensionale Leitfähigkeitsverhältnisse, da er wegen der Grenzbedingungen für das elektrische und magnetische Feld (E_t und B_n stetig) eigentlich konstant bleiben müßte.

7.3 Vergleich mit Australien

Das Ross Orogen im Nord Victoria Land wird allgemein als die Fortsetzung des Adelaide Orogens in Südaustralien angesehen (CRADDOCK, 1970, OLIVER, 1970). Die genaue Lage der Südkontinente Australien und Antarktika während der Zeit des Urkontinentes Gondwana ist trotz geologisch-tektonischer Vergleiche und rechnergestützter "best fit" Analysen (SMITH & HALLAM, 1970, DIETZ, HOLDEN, SPROLL, 1970) noch umstritten.

Die Ergebnisse der Magnetotellurik sollen mit Widerstandskurven aus Australien verglichen werden, obwohl das Datenmaterial etwas gering ist und die Gleichstrom-Verzerrung die Interpretation erschweren.

LILLEY UND TAMMEMAGI (1972) veröffentlichten Meßergebnisse eines über 700 km langen MT-Profiles in Südaustralien, quer zum Streichen der Adelaide Geosynklinale. Dieses Material eignet sich wegen seines Übersichtcharakters gut zum Vergleich. Abb. 7.10 zeigt die Meßpunkte in Australien. Um die Ergebnisse besser vergleichen zu können, wurde das, von den Autoren angegebene Leitfähigkeitsmodell nochmals berechnet, jedoch unter Hinzufügung einer 3 km mächtigen Eisbedeckung. Die Ergebnisse der Modellrechnung, sowie das Modell zeigt Abb. 7.11.

7. Interpretation und Modelle

Es ergeben sich drei grundsätzliche Kurventypen (A,C,D,F) und zwei Übergangstypen (B,E).

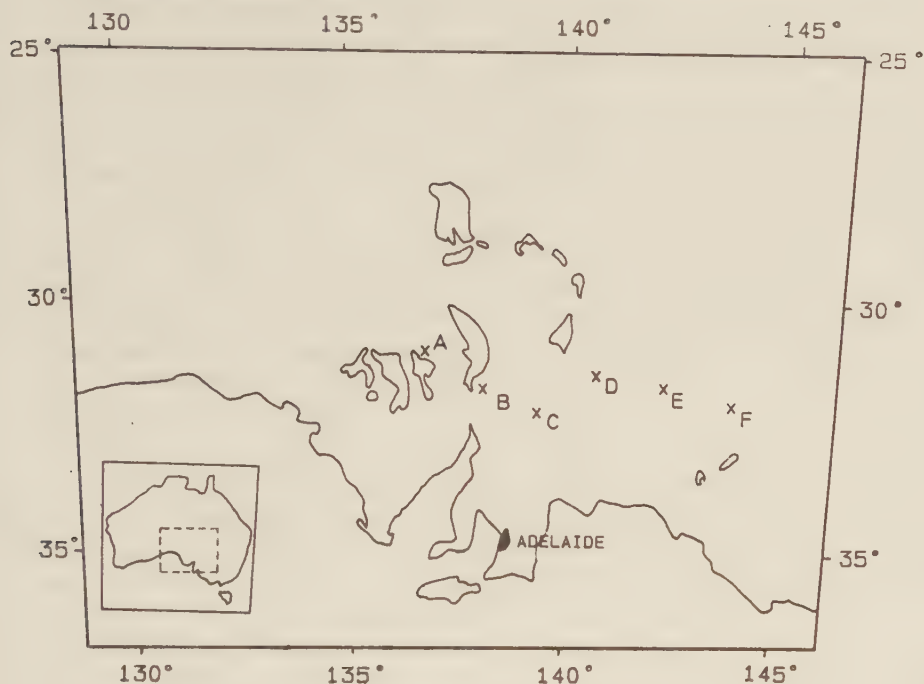
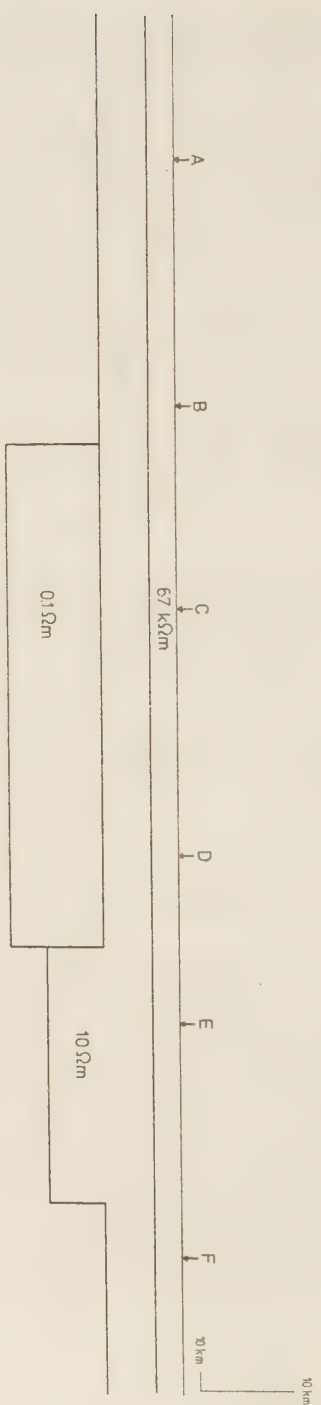
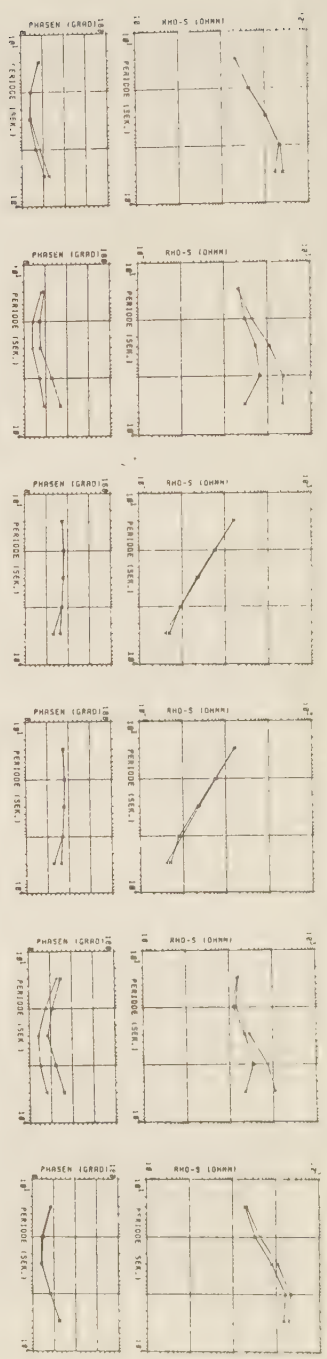


Abb. 7.10: Meßprofil in Australien (aus LILLEY & TAMMEMAGI, 1972)

Auf den ersten Blick kann man wenige Gemeinsamkeiten mit den Kurven aus Nord Victoria Land (Abb. 6.7-6.9) entdecken. Betrachtet man nur die Phase, so sind die Werte lediglich bei den Stationen C und D des Modells ähnlich hoch. Ginge man davon aus, daß die Aufspaltung der Widerstandskurven vom Priestley Gletscher durch Verzerrung zustandegekommen wäre, worauf man durch den nahezu parallelen Verlauf der Kurven schließen könnte (Ausnahme MPRI), so erhielte man für EPRI einen ähnlichen Verlauf der Widerstandskurve, wie bei den Stationen C und D des austra-



M 5:1

10 Ωm

1000 Ωm

Abb. 7.11: Leitfähigkeitsmodell für Südastralien (nach LILLEY & TAMMELA, 1972), verändert

lischen Profils. Die Ähnlichkeit der anderen Stationen ist jedoch geringer.

Ausschließen kann man jedoch für alle drei Antarktis-Stationen die Zugehörigkeit zum Bereich der Stationen A und B bzw. E und F in Australien.

Zusammenfassend bedeutet das, daß die Zuordnung zum Gebiet der Stationen C und D zwar nicht eindeutig möglich ist, daß man aber die anderen Vergleichsstandorte sicher ausschließen kann.

Für eingehendere Vergleiche der Leitfähigkeit des Nord Victoria Landes und Südaustraliens, die durchaus neue Erkenntnisse zur Rekonstruktion Gondwanas bringen können sind aber umfangreichere Messungen in der Antarktis nötig, als sie bisher möglich waren.

8. Zusammenfassung

Während der Ganovex IV Antarktis Expedition wurden erstmals magnetotellurische Messungen in der Antarktis durchgeführt. Dazu war es notwendig, die Meßgeräte zu modifizieren und ein kältetaugliches Datenerfassungssystem zu entwickeln. Die Messungen im Nord Victoria Land sollten zunächst klären, ob magnetotellurische Messungen auf polaren Gletschern möglich sind und welche Probleme es dabei gibt.

Im Dezember 1984 und Januar 1985 wurde ein Profil auf dem oberen Priestley Gletscher gemessen. Verschiedene E-Feld Sonden wurden getestet. Die Geländemessungen erbrachten Erkenntnisse bezüglich der Meßgeräte und -methodik für zukünftige Einsätze in der Antarktis.

Die Auswertung der Daten im Zeit- und Frequenzbereich ergab starke, tageszeitabhängige Schwankungen der Amplituden der elektrischen und magnetischen Felder, unabhängig von der globalen Aktivität des Erdmagnetfeldes. Diese Tageszeitabhängigkeit konnte mit den Ein- und Austrittszeiten des Meßortes in das Polarlicht-Oval und damit mit dem Bereich des polaren Elektrojets korreliert werden. Daraus ergab sich eine einfache Methode zur Auswahl möglichst ungestörter Meßintervalle.

Eine Analyse der Schwingungsrichtungen des Magnetfeldes erbrachte, auch während der Zeiten unterhalb des Jet-Systems, eine Gleichverteilung der Richtungen, was eine wichtige Voraussetzung für die Auswertung nach der Methode der Magnetotellurik ist.

Der Vergleich von Widerstands- und Phasenkurven, die zu verschiedenen Tageszeiten aufgenommen wurden, ließ keine signifikanten Effekte des polaren Elektrojets erkennen. Magnetotellurische Messungen scheinen also, auch in so hohen Breiten, möglich zu sein. Allerdings liegen nur Messungen bei mittleren Aktivitäten des Erdmagnetfeldes ($K_p \approx 2-4$) vor.

Mit Modellrechnungen sollte der Einfluß der Eisbedeckung auf die Widerstands- und Phasenkurven abgeschätzt werden.

Allgemein beobachtet man die größten Effekte bei Kurven des spezifischen Widerstandes der B-Polarisation in der Nähe von Leitfähigkeitsgrenzen. An anderen Punkten ändern sich die Kurven nur sehr wenig. Es kommt aber zu einer "Gleichstrom Verzerrung" des Impedanzensors, der die Interpretation der Ergebnisse sehr erschwert.

Der Einfluß des Leitfähigkeitskontrastes Gletscher/Gestein läßt sich in der Drehung der Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes von einer Stellung senkrecht (Stationen PRI, MPRI, EPRI) zu einer solchen parallel (PLA) zum Streichen des oberen Priestley Gletschers erkennen.

Die durch das Verfahren der Minimalen und Maximalen Kohärenz errechneten Drehwinkel für das Magnetfeld ändern sich dagegen kontinuierlich von etwa 50° - 60° E nach 20° - 30° E (magnetische Koordinaten). Diese Richtung entspricht der Streichrichtung der langwelligen, aeromagnetischen Anomalie (15° E), dieses Gebietes. Ebenso folgen die wichtigsten tektonischen Linien im Nord Victoria Land dieser Richtung.

Durch den Effekt der Gleichstromverzerrung ist die Ermittlung der absoluten Leitfähigkeits/Tiefen-Verteilung schwierig. Die Widerstandswerte, sind durch die Überhöhung der E-Felder, auf Grund der hochohmigen Eisbedeckung, zu hoch.

Die Kurven der Station MPRI und EPRI zeigen einen guten Leiter unter höherohmiger Bedeckung. Danach folgt wieder ein schlechterer Leiter, der in eine Zone kontinuierlicher Leitfähigkeitszunahme mit der Tiefe übergeht.

An der Station PLA ist der gute Leiter nicht mehr zu erkennen. Das läßt auf geringe Tiefe des guten Leiters schließen, da der Stationsabstand nur fünf Kilometer war. Es gibt Hinweise auf drei-dimensionale Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund.

Abschließend wurde ein Vergleich mit MT-Ergebnissen aus Australien versucht. Dazu wurde ein Leitfähigkeitsmodell für Südaustralien mit einer Eisschicht bedeckt und erneut berechnet. Beim Vergleich der Kurven konnten zwar gewisse Standorte ausgeschlossen werden, eine eindeutige Zuordnung

der Meßkurven zum Modell war jedoch nicht möglich. Um weitere Informationen zur Rekonstruktion des Gondwanakontinentes aus der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit in Kruste und Mantel zu gewinnen, müssen in Zukunft Profil und flächenhafte Messungen, mit einer genügenden Anzahl von MT-Stationen, durchgeführt werden.

In dieser Arbeit konnte jedoch gezeigt werden, daß magnetotellurische Messungen auf polaren Gletschern möglich und sinnvoll sind.

Anhang

2.1 Umrechnung geographischer Koordinaten in Dipolkoordinaten

Abb. 2.1 zeigt die geometrische Problemstellung bei der Umrechnung. Sie läßt sich auf Berechnungen im sphärischen Dreieck N,B,F zurückführen.

Mit Hilfe der Ausgleichsrechnung hat man einen besten Dipol berechnet. Der Durchstoßpunkt der Dipolachse hat folgende Koordinaten (KERTZ, 1969):

B (boreal) $\beta_B = 79^\circ$ N $\alpha_B = 290^\circ$ E ($= 70^\circ$ W)

A (austral) $\beta_A = 79^\circ$ S $\alpha_A = 110^\circ$ E

seien β und α die geographische Breite und Länge und β' und α' die geomagnetische Breite und Länge, so gelten folgende Umrechnungsformeln (KERTZ, 1969):

$$(1) \sin \beta' = \sin \beta * \sin \beta_B + \cos \beta_B * \cos \beta * \cos (\alpha - \alpha_B)$$

$$(2) \sin \alpha' = (\cos \beta * \sin (\alpha - \alpha_B)) / \cos \beta'$$

(1) folgt aus dem Kosinussatz, (2) folgt aus dem Sinussatz der sphärischen Geometrie.

Zu beachten ist bei der Umrechnung, daß der arcsin nicht eindeutig ist.

Einige ausgesuchte Koordinaten:

Ort	β	α	β'	α'
Scott Base	-77.9°	166.8°	-79.1°	291.1°
Georg v. Neumeyer	-70.6°	351.4°	-63.6°	41.1°
Gondwana Station	-74.6°	164.2°	-77.5°	278.4°
Oberer Priestley G.	-73.9°	161.5°	-77.4°	275.8°

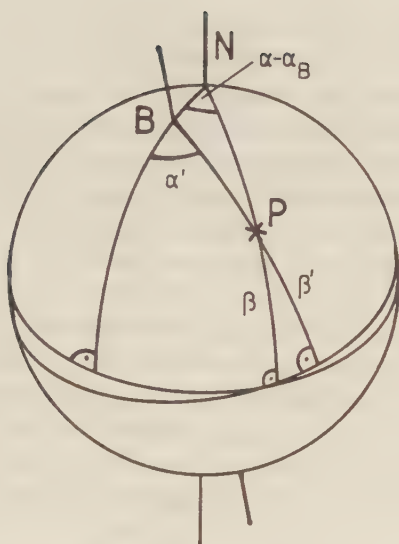


Abb. A1: Umwandlung geographischer in geomagnetische Koordinaten
 N: geographischer Pol
 B: geomagnetischer Pol
 P: gesuchte Koordinate
 α : Länge
 β : Breite
 gestrichene Größen sind geomagnetische Koordinaten

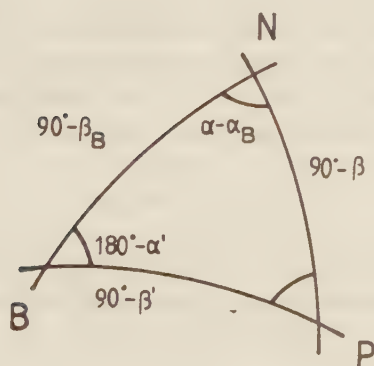


Abb. A2: Das sphärische Dreieck zur Umrechnung

A.2 Programmsystem

Im Folgenden wird das Programmsystem zur Auswertung von Daten nach der Methode der Magnetotellurik beschrieben, das am Geophysikalischen Observatorium Fürstenfeldbruck von SCHREIER, HOFER und mir eingerichtet wurde. Die Programme sind auf einem Dec LSI 11/23 Rechner implementiert. Neben der Standardperipherie stehen ein Tektronix 4010 kompatibles Graphikterminal und ein Dina 3 Plotter zur Verfügung. Die Intention bei der Übertragung der Auswertung von einem Großrechner auf einen Kleincomputer war es, einerseits am Observatorium die Standardauswertung der MT durchführen zu können und andererseits vom unergonomischen Batch-Betrieb eines restriktiven Multi User Systems mit langen Antwortzeiten auf ein interaktiv arbeitendes Single User System umzusteigen.

Alle Programme sind in Fortran IV geschrieben. Einige benutzen Assembler Subroutinen. Hinter jedem Programmnamen stehen Kürzel für die Autoren (H=Hofer, L=Liebig, S=Schreier).

RECDAT (L)	Empfängt die Daten, die mit den, in Kap. 4.1 geschilderten Datenerfassungssystemen gesammelt worden sind.
GVXRD (S,L)	Konvertierungsprogramm: Überträgt die Datenfiles von der CP/M Blockstruktur in ein ASCII Standardformat, das als Input-Format für alle nachfolgenden Programme festgelegt wurde.
GVXPLT (S,L)	Plottet die Zeitreihen auf einem Plotter
FOUR (S,H)	FFT-Programm mit Korrektur der Übertragungsfunktion des aufnehmenden Systemes.

AUSGL (H,L)	Ausgleichsrechnung nach der Methode der minimalen/maximalen Kohärenz von HAAK (1970). Neben dem gewohnten Output, wie Rho-S, Phasen und Drehwinkel erzeugt dieses Programm einen File, in dem alle Cross- und Powerspektren für jede Periode abgelegt werden. Dieser File dient als Input für STAPEL, das weiter unten beschrieben wird.
RHOLES (H,L)	Plottet Rho-S, Phase und Drehwinkel.
PRHO (L)	wie RHOLES, jedoch Darstellung am Graphikbildschirm.
RHOZ (H,L)	Berechnung und Plotten von ϱ^*/z^* nach SCHMUCKER.
VZ (H,L)	Plottet Polarisations-Richtung von E gegen Polarisations-Richtung von H.
POL (L)	Plottet Polarisations-Richtung von E und H getrennt gegen die Periode. Ausgabe wahlweise über Plotter oder Graphikterminal.
FFTDAT (H,L)	Berechnet Absolutwert, Phase effektive Amplitude und Vorzugsrichtung für alle Fourierkoeffizienten.
AMPPLT (H,L)	Plottet die, mit FFTDAT erzeugten Spektren auf dem Plotter.
GRAPHLIB (L)	Graphik Library für Tektronix 4010 kompatibles Terminal. Inkl. Routinen zur doppelt-logarithmischen, halb-logarithmischen und doppelt-linearen Darstellung von Funktionen.

STAPEL (L) Einlesen der, mit AUSGL erzeugten Spektren und stapeln über Spektren (max. 11 Files). Bisher wurden drei Kohärenzkriterien implementiert, die wahlweise oder zusammen als Kriterium für Stapeln oder Ausscheiden von Spektren herangezogen werden:

1. $KOH(EW,H) > \sqrt{4/N}$
2. $KOH(NS,D) > \sqrt{4/N}$
3. $KOH(H,D) < \sqrt{2/N}$

N ist der Freiheitsgrad (s. HAAK, 1970). Weitere Kriterien sind leicht implementierbar.

Ein interaktives Arbeiten mit den Programmen sähe z. B. wie folgt aus:

1. Auswahl der Zeitreihen, Fourieranalyse + Ausgleichsrechnung.
2. Betrachten der Widerstands- und Phasenkurven am Bildschirm.
3. Stapeln der besten Ergebnisse und betrachten der neuen Ergebnisse am Graphikterminal.
4. Andere Daten hinzufügen oder Daten ausscheiden.
5. Wieder stapeln usw.

Mit etwas Übung kann man die Kurven so optimieren.

Literaturverzeichnis

Im Literaturverzeichnis sind auch solche Titel enthalten, auf die nicht im Text verwiesen wird, die aber zur Entstehung dieser Arbeit beigetragen haben.

- Adam, A: Geoelectric and Geothermal Studies, KAPG Geophysical Monograph, 1976
- Adams R.D.: Dispersion-wave studies in Antarctica, Antarctic Geology and Geophysics, S. 473-480, Oslo, 1972
- Akasofu, S.-I.: Physics of Magnetospheric Substorms, D. Reidel, Dordrecht-Holland, 1977
- Akasofu S.-I., Chapman S.: Solar-Terrestrial Physics, Oxford at the Clarendon Press, 1972
- Alfred Wegener Institut für Polarforschung: Berichte zur Polarforschung 19, "Die Expedition Antarktis II mit FS "Polarstern" 1983/84, Bremerhaven, 1984
- Alfonina R.G., Zhigalov L.N.: Magnetic Activity in the Antarctic during the IQSY, Geomagnetism and Aeronomy, IX, 1969
- Bahr K.: Magnetotellurische Messungen des elektrischen Widerstandes der Erdkruste und des oberen Mantels in Gebieten mit lokalen und regionalen Leitfähigkeitsanomalien, Diss., Göttingen, 1985
- Baule B.: Die Mathematik des Naturforschers und Ingenieurs, Verlag Harri Deutsch, Thun u Frft. a. M., 1979
- Beblo M.: Temperaturverteilung und stoffliche Zusammensetzung der Lithosphäre Islands: Interpretation der kurzperiodischen Magnetotellurik Messungen, Prot. Koll. Erdmagn. Tiefens., Berlin-Lichtenrade, 1980
- Beblo M.: Die elektrische Leitfähigkeit unter den Ostalpen, abgeleitet aus magnetotellurischen Messungen längs eines Profils vom Alpennordrand bis zu den Hohen Tauern, Diss., München, 1974

- Beblo M., Bjoernsson A., Arnason K., Stein B., Wolfgram P.:
Electrical Conductivity beneath Iceland - Constraints Imposed by Magnetotelluric Results on Temperature, Partial Melt, Crust- and Mantle Structure, *J Geophys.* 53: 16-23, 1983
- Behrendt J.: Scientific Studies on the Question of Petroleum Resources of Antarctica, USGS, Denver, 1985
- BerktoId A.: Ergebnisse der MT-Messungen in Äthiopien, *Prot. Koll. Erdmagn. Tiefens.*, Graphrath, 1974
- BerktoId A., Beblo M., Kemmerle K.: Electrical Conductivity below the Eastern Alp and their Northern Foreland, in Alps, Apennines, Hellenides, Scientific Report No. 38, Inter Union Commission on Geodynamics, 1978
- Burr Brown: Hybrid Data Acquisition System SDM 856, *Datenblatt*, 1978
- Cagniard L.: Basic Theorie of the Magneto-Telluric Method of Geophysical Prospecting, *Geophysics*, Vol. 18, p. 605-635, 1953
- Campbell, Wallace H., Matsushita S.: Physics of Geomagnetic Phenomena, *Int. Geophysics Series V. 11-II*, Academic Press, N.Y., London, 1967
- Cham R.K., Davidson D.W., Whalley E.: Effect of pressure on the dielectric properties of ice I, *J. Chemical Physics* 43, 2376-2983
- Cleary J.R., Simpson D.W.: Seismotectonics of the Australian Continent, *Nature* V 230, p 237, 1971
- Cooper K.C., Davey F.J.: Episodic Rifting of Phanerozoic Rocks in the Victoria Land Basin, Western Ross Sea, Antarctica, *Science*, Vol 229, pp. 1085, 1985
- Craddock C.: Antarctic Tectonics, in *Antarctic Geology and Geophysics*, S. 393-401, Oslo, 1972
- Damaske D., Meinhardt K.-H.: Bericht Ganovex III, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1982
- Delisle G.: Dauerregistrierung der Totalintensität des Erdmagnetfeldes in Nord-Victoria-Land (Ganovex III), Vortrag 13. Int. Polartagung, Bamberg, 1983

- Dietz R.S., Holden J.C., Sproll W.P.: Antarctica and Continental Drift, in Antarctic Geology and Geophysics, p. 837-842 Symposium, Oslo, 1970
- Dittus H.: Magnetotellurik in Südost-Bayern, Diplomarbeit, München 1983
- Dürbaum H.J., Tessensohn F.: Aeromagnetic Survey Transantarctic Mountains and Ross Sea, Antarctica, BGR, Circular 3, Hannover 1986
- Eckstaller A., Miller H., Beblo M, Brodscholl A., Lippmann E., Kobarg W., Lange H.: Erdmagnetische Variationsmessungen, Berichte zur Polarforschung 19, Bremerhaven, 1984
- Ernst A.: Aufbau und Erprobung eines hochauflösenden Breitbandmagnetometers, Diplomarbeit, Braunschweig, 1986
- Filchner W.: Plan einer deutschen antarktischen Expedition, Sonderabdruck aus der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Jahrgang 1910, No. 3
- Grew E.S., Kleinschmidt G., Schubert W.: Contrasting Metamorphic Belts in North Victoria Land Antarctica, Geol. Jb. B 60, p 253-263, Hannover, 1984
- Gross G.W., Hayslip I.C., Hoy R.N.: Electrical conductivity and relaxation in ice crystals with known impurity content, J. Glaciol. 21 (85), 1976
- Haak V.: Beschreibung und Anwendung von Verfahren zur Auswertung von Registrierungen des induzierten Erd-elektrischen Feldes längs eines Profils durch die West-Hälfte des Oberrheingrabens, Diplomarbeit, 1968
- Haak V.: Das zeitlich sich ändernde, erdelektrische Feld, beobachtet auf einem Profil über den Rheingraben; eine hiervon abgeleitete Methode der Auswertung mit dem Ziel die elektrische Leitfähigkeit im Untergrund zu bestimmen, Dissertation, München, 1970

- Haak V.: Interpretationsverfahren für die Magnetotellurik unter besonderer Berücksichtigung lateral variierender Leitfähigkeit und eines räumlich inhomogenen induzierenden Magnetfeldes, Bayr. Akademie der Wissenschaften, München, 1978
- Hessler V.P.: Telluric, Geomagnetic and Auroral Activity on Arctic Drifting Stations and at Pt. Barrow, University of Alaska, Final Report, 1970
- Hessler V.P., Jacobs J.: A Telluric Current Experiment on the Antarctic Ice Cap, Nature, Vol 210, No. 5032, 190-191, 1966
- Hinz K., Block M.: Results of Geophysical Investigations in the Wedell Sea and the Ross Sea, Antarctica, Proc. 11th World Petroleum Congress, London 1983
- Hobbs P.V.: Ice Physics, Clarendon Press, Oxford, 1974
- Hofer S.: Wiedererrichtung der permanenten Erdstromregistrierung am Geophysikalischen Observatorium Fürstentfeldbruck, Diplomarbeit, München, 1985
- Jones J.G.: Australia's Caenozoic Drift, Nature Vol. 230, p 237, 1971
- Kemmerle K.: Magnetotellurik am Alpennordrand mit Diskussion der lokalen Effekte und Darstellung einer Einzeleffekt-Auswertung, Diss., München, 1977
- Kertz W.: Statistik geophysikalischer Beobachtungsreihen, Braunschweig, 1978
- Kertz W.: Die Geschichte der Antarktisforschung, Naturwissenschaften 12/84, S. 599
- Kertz W.: Einführung in die Geophysik, 2 Bände, BI, 1969
- Kisabeth J.L.: The Dynamical Development of the Polar Electrojets, PhD. Thesis, Univ. of Alberta, 1972
- Kohnen H.: Antarktis Expedition, Lübbe Verlag, Bergisch Gladbach, 1981
- Laird M.G., Cooper R.A., Jago J.B.: New data on the lower Paleozoic sequence of northern Victoria Land, Antarctica, and its significance for Australian-Antarctic relations in Paleozoic, Nature V 265, p 107, 1977

- Landolt-Börnstein: Bd. 1b, Physikalische Eigenschaften der Gesteine, 1982
- Larsen J.C.: Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves, Acta. Geodaet., Geophys. et Mountanist. Acad. Sci. Hung. 12, 183-186, 1977
- Lauterbach R.: Pysik der Erde, Enke Verlag, 1975
- Liebig V.: Entwicklung und Aufbau einer Audio-Magnetotellurik Messapparatur mit Mikrocomputersteuerung, Diplomarbeit, München, 1983
- Liebig V., Beblo M.: Magnetic and Magnetotelluric Measurements in North Victoria Land, Antarctica, in Geologisches Jahrbuch B xx, 1986
- Lilley F.E.M., Tammemagi H.Y.: Magnetotelluric and Geomagnetic Depth Sounding Methods Compared, Nature, V 240, p 184, 1972
- Maier A.: Untersuchungen zum Rauschspektrum des Saturationskern Magnetometers, Diss., Braunschweig, 1979
- Mc Cormac B. M. (Ed.): Earth Magnetospheric Processes, D. Reidel, Dordrecht Holland, 1972
- Miller Hu.: Der Antarktische Kontinent - Kernstück von Gondwana Geographische Rundschau, 3, 1983
- Miller He.: Physical properties of ice, Landolt-Börnstein Bd. 1b, 1982
- MKC, EPC I, Technisches Handbuch, Rev. 4, 1983
- Neurieder P.: Die elektrische Leitfähigkeit des oberen Mantels unter Mitteleuropa, abgeleitet aus langperiodisch variierenden, natürlichen Wechselfeldern, Dissertation, München, 1984
- Nishida A.: Geomagnetic Diagnosis of the Magnetosphere, Springer Verlag, ISBN 0-387-08297-2, 1978
- Nordenskjöld, O.: Plan einer deutschen antarktischen Expedition, Sonderabdruck aus der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Jg. 1910, No. 3
- Oliver R.L.: Some Aspects of Antarctic-Australian Geological Relationships, in Addie J.R. (ed.): Antarctic Geology and Geophysics, 859-864, Oslo, 1970

- Paterson W.S.B.: The Physics of Glaciers, Pergamon Press, 1969
- Price A.T.: The Theory of Magnetotelluric Methods when the Source Field is Considered, J. Geophys. Research, 67, 1907-1918, 1962
- Radock U.: Das Eis der Antarktis, Spektr. d. Wissensch., 10, 1985
- Rawer K.: Die Ionosphäre, Graningen-Holand, 1953
- Regner P.: Neuauswertung der Messungen Erdmagnetischer Variationen entlang zweier Profile vom Main bis zu den Alpen, Diplomarbeit, München 1983
- Roland N. (Ed.): Ganovex, Geol. Jb., B 41, Hannover 1981
- Roland N. (Ed.): German Antarctic North Victoria Land Expedition 1982/1983, Ganovex III, Vo. 1, Geol. Jb., B 60, Hannover 1984
- Schmucker U., Weidelt P.: Electromagnetic Induction in the Earth, Lectures Notes Aarhus, 1975
- Schmucker U.: Induktion in geschichteten Halbräumen durch inhomogene Felder, Prot. Koll. Erdmagn. Tiefens., Berlin-Lichtenrade, 1980
- Schreier G.: Entwicklung eines Programm-Systems zur digitalen Verarbeitung Audio-Magneto-Tellurischer Signale im Gelände, Diplomarbeit, München, 1983
- Schulze: Lexikon der Datenverarbeitung, rororo 6220, Berlin, 1978
- Scott F.: Letzte Fahrt, F.A. Brockhaus, Leipzig, 1913
- Sengpiel K.-P.: Das induzierte Feld im Süddeutschen Alpenvorland und seine Abhängigkeit vom Untergrund, untersucht mit neuen Methoden der Auswertung und Interpretation, Diss., München, 1968
- Smith G.A., Hallam A.: The Fit of the Southern Continents, Nature V 225, p 139, 1970
- Stearns D.S.: Digitale Verarbeitung analoger Signale, Oldenbourg Verlag München, 1979
- Swift D.W., Hessler V.P.: A Comparison of Telluric and Magnetic Field Observations in the Arctic Ocean, J. Geophys. Research, 69, No 9, 1883-1893, 1964

- Teufel U.: Erdmagnetische Tiefensondierung am Alpennordrand, Diplomarbeit, München 1983
- Thessensohn F.: Passive "gondwanische" und aktive "pazifische" Tektonik der antarktischen Platte, Clausth. Geol. Abh. 30 Festschrift, 1979
- Thessensohn F.: Geologie des Südens: Gondwanaland und Urpazifik, Umschau in Wissenschaft und Technik, 2/81
- Tessensohn F.: Geological and Tectonic History of the Bowers Structural Zone, North Victoria Land, Antarctica, Geol. Jb. B60, 371-396, Hannover, 1984
- Thessensohn F., Duphorn K., Jordan H., Kleinschmidt G., Skinner D.N.B., Vetter U., Wright Th.O., Geological Comparison of Basement Units in North Victoria Land, Antarctica, Geol. Jb. B41, S. 31-88, 1981
- Thyssen F., Shabtaie S.: Durchführung und Auswertung geoelektrischer Messungen großer Auslage bei Dome C, Ostantarktis, Polarforschung 53. Jg, Nr. 1, 1983
- Untied J.: Der äquatoriale Elektrojet - Stromsystem und Magnetfelder, Gamma 2, 1-81, Braunschweig, 1968
- Vozoff K.: The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins, Geophysics, Vol. 37, No.1, 1972
- Walter J.K.: Space-time association of the auroral and magnetic disturbance, J. Atmosph. Terrestr. Phys. 26, 1964
- Weissel J.K., Hayes D.E., Herron E.M.: Plate tectonics synthesis: The displacement between Australia, New Zealand, and Antarctica since the late Cretaceous, Marine Geol. 25, 231-277
- Wexler H., Rubin M.J., Cashey jr. J.E. (Ed.): Antarctic Research, Tenth Pacific Science Congress, Hawaii, 1961

Danksagung

Die Anfertigung dieser Arbeit war nur durch die Hilfe möglich, die mir von vielen Seiten zuteil wurde. Zu Dank bin ich vor allem verpflichtet:

Prof. Dr. Gustav Angenheister, der meine Ausbildung von Beginn an mit kritischer Sympathie begleitete und dessen ständige Hinterfragung, vermeintlich selbstverständlicher Erkenntnisse mir stets Vorbild bleiben wird.

Prof. Dr. Hans-Jürgen Dürbaum, dem es durch seinen Einsatz für mein kleines Teilprojekt der Ganovex IV Expedition zu verdanken ist, daß ich die Messungen erfolgreich durchführen konnte.

Prof. Dr. Heinrich Soffel für die Durchsicht dieser Arbeit.

Herrn Dr. Martin Beblo, der diese Arbeit mit nie ermüdender Geduld und Freundlichkeit fachkundig unterstützte und stets mit Rat und Tat zur Stelle war, wenn dies notwendig war.

Den Mitgliedern der Ganovex IV Expedition und vor allem der Ground Check Crew, mit der ich viele Wochen in Frontier Mountains und auf dem Priestley Gletscher verbracht habe und die mir alle bei den Messungen geholfen haben.

Den Herren Rudolf Thierbach und Günther Druivenga, für die Durchführung der Eisdickenmessungen entlang meines Profils.

Der National Science Foundation von Neuseeland für die Überlassung magnetischer Registrierungen von Scott Base.

Der Firma EPSON für die Zurverfügungstellung der Rechner, die im Gelände benutzt wurden.

Allen Mitgliedern der Geoelektrik Arbeitsgruppe des Institutes, vor allem Dr. Alfred Berktold, für die Diskussionsbereitschaft und die daraus gewonnenen Erkenntnisse, sowie für die Durchsicht dieser Arbeit.

Herrn Diplom Geophys. Gunter Schreier, meinem Freund und Mitarbeiter, ohne dessen Einsatz die Messungen nicht hätten durchgeführt werden können.

Lebenslauf

Geboren: 3.9.1956 in Lübbecke/Westfalen

Eltern: Fritz Liebig und Helmtrud Liebig (geb. Müller)

Schule: 1963-67 Volksschule an der Camerloherstraße, München
1967-69 Pestalozzi Gymnasium, München
1969-73 Städt. Friedrich-List-Handels und Wirtschaftsschule, München
Juli 1973 Mittlere Reife
1973-74 Übergangsklasse zum Gymnasium
1974-77 Städt. Adolf-Weber Gymnasium, München
Mai 1977 Abitur

1977-78 Wehrdienst

Universität: 1978-84 Studium der Geophysik an der Ludwig-Maximilians-Universität München
November 1980 Diplom Vorprüfung
Frühjahr 1983 Diplom Hauptprüfung
1983 Diplomarbeit: "Aufbau und Entwicklung einer Audio-Magnetotellurik-Meßapparatur mit Mikrocomputersteuerung"

Praktika: 1979 zweimonatiges Industriepraktikum bei
General Petroleum Company, Ägypten

1981 sechswöchiges Industriepraktikum bei Brigitta
Ellwerath Betriebsführungsgesellschaft, Hannover

Wissenschaftliche Tätigkeiten: 1982-83 wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München

Ab Januar 1984 wissenschaftlicher Mitarbeiter am oben genannten Institut.

Polarommer 1984/85: Teilnahme an der multinationalen Antarktisexpedition Ganovex IV



to the same end of the subject, and to the same
result, and to the same end.

It is the same, and to the same end, and to the same
result, and to the same end.

